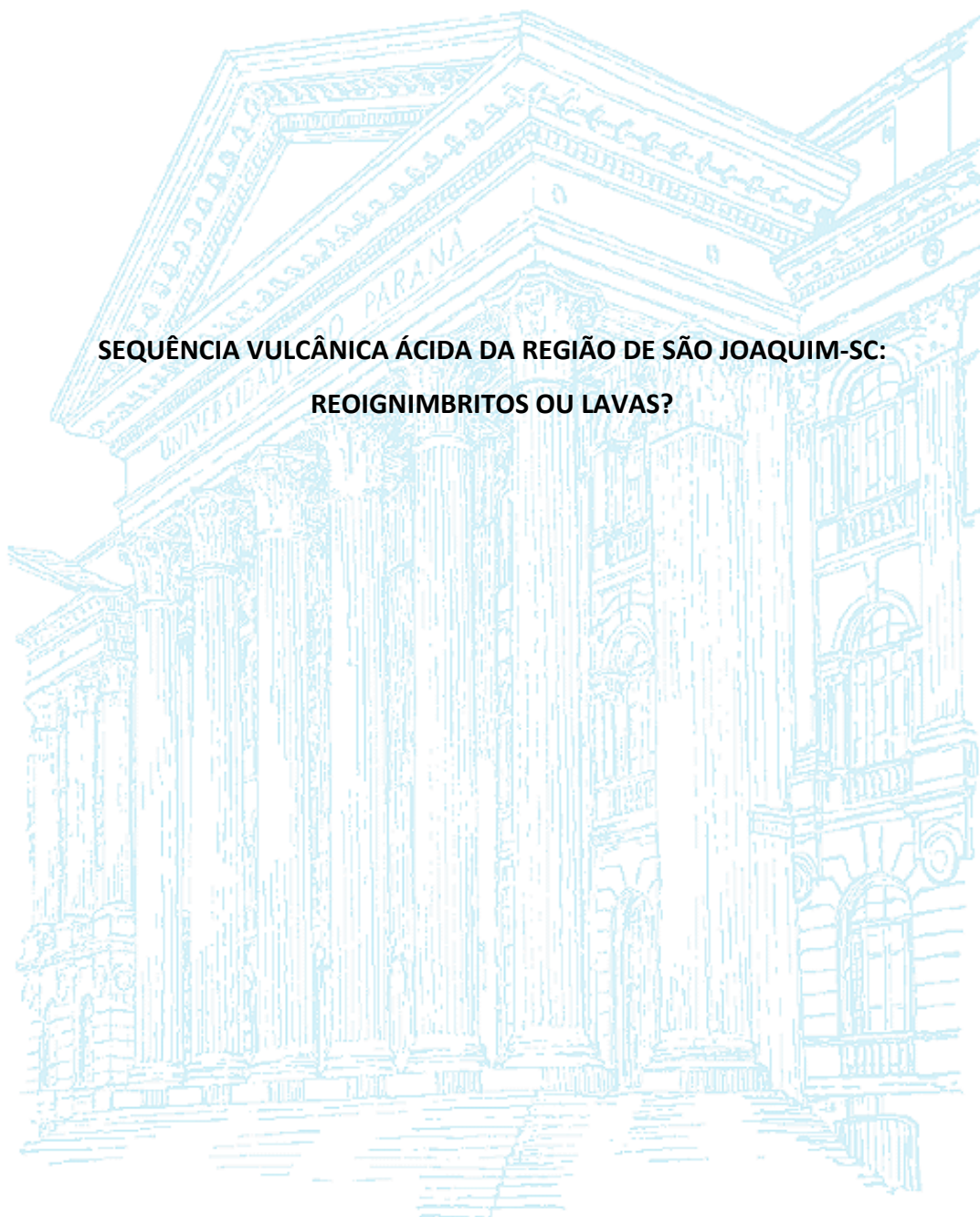


MARCELL LEONARD BESSER

**SEQUÊNCIA VULCÂNICA ÁCIDA DA REGIÃO DE SÃO JOAQUIM-SC:
REOIGNIMBRITOS OU LAVAS?**



CURITIBA

2017

MARCELL LEONARD BESSER

**SEQUÊNCIA VULCÂNICA ÁCIDA DA REGIÃO DE SÃO JOAQUIM-SC:
REOIGNIMBRITOS OU LAVAS?**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia.

Orientadora:

Prof.^a. Dr.^a. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos

Coorientador:

Prof. Dr. Antonio José Ranalli Nardy

CURITIBA

2017

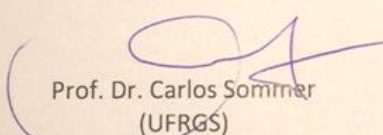
TERMO DE APROVAÇÃO

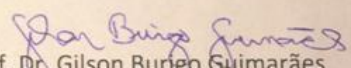
MARCELL LEONARD BRESSER

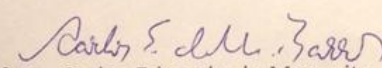
**"SEQUÊNCIA VULCÂNICA ÁCIDA DA REGIÃO DE SÃO JOAQUIM-SC:
REOIGNIMBRITOS OU LAVAS?"**

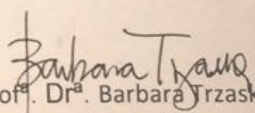
Tese de doutorado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, Comissão formada por:

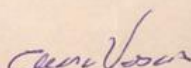
Curitiba, 31 de março de 2017.


Prof. Dr. Carlos Sommer
(UFRGS)


Prof. Dr. Gilson Burigo Guimarães
(UEPG)


Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita
Barros
(UFPR)


Prof. Dr. Barbara Trzaskos
(UFPR)


Prof.ª. Dr.ª. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos
(UFPR)
Presidente

*Dedico esta tese aos meus pais, Magdali e Rogerio Besser, amantes
dos campos e pinheiros dos planaltos e vales de São de Joaquim.*

AGRADECIMENTOS

Depois de passados quatro anos desde o início do doutorado, é válido relembrar das pessoas e instituições que auxiliaram no desenvolvimento e conclusão da pesquisa.

Quanto às instituições, eu gostaria de mencionar a nossa **Universidade Federal do Paraná** e seus departamentos, o **Setor de Ciências da Terra**, o **Departamento de Geologia** e o **Programa de Pós-Graduação em Geologia**. Rumando para seu segundo centenário, espero que a Universidade se torne cada vez mais importante para a sociedade paranaense e que o conhecimento continue a emanar do coração desta instituição, a qual presenciou desde os sobrevoos dos zepelins no início do século XX até o entrelaçamento da web à vida de seus membros na aurora do terceiro milênio e testemunhou e sobreviveu a todos os líderes que ascenderam e caíram nos últimos 100 anos no Brasil. Espero que os alunos e suas famílias que venham a passar por ela jamais se esqueçam do grande privilégio que é estudar e vivenciar este modelo de educação pública superior que temos. Contudo, sabemos que mudanças no cenário social se aceleram e, naturalmente, o modelo educacional se transformará e terá que se adaptar aos alunos do futuro.

Gostaria de lembrar ainda da **CAPES**, pelo financiamento por bolsa durante o primeiro ano do doutorado (2013); da Universidade Estadual de São Paulo (**Unesp-Rio Claro**) que juntamente com o auxílio e coordenação do Prof. **Antonio José Ranalli Nardy**, também co-orientador da pesquisa, e a **FAPESP**, processou parte das análises químicas da pesquisa.

Agradeço ao **Serviço Geológico (CPRM)** pela liberação de tempo necessário para a viagem a África e término da redação da tese; nesse agradecimento incluo os chefes **Antonio Maurilio Vasconcelos** e **Darlan Filgueiras**, da Residência de Fortaleza.

Agradeço também ao **Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM-PR)** e os chefes **Renata Moro** e **Ronaldo Baêta** pela liberação concedida para a conclusão da tese em Curitiba.

Agradeço a **Universidade da Namíbia (UNAM)** e o **Professor Ansgar Wanke** pelo auxílio em campo e ajuda na retirada das amostras de Etendeka do país; ao guia de campo por Etendeka, **Dougal Jerram**; aos demais colegas de campo; e ao **Ministério de Minas e Energia da Namíbia** pela cessão das amostras.

Gostaria de mencionar os companheiros da Trip Paraná-Etendeka-2016, **Mariane**


Dornas Martins e Pedro Henrique Vogt Silveira, pela amizade e parceria inesquecível.

Aos geólogos **José Augusto Simões Neto, Bárbara Carolina Dressel, Ariadne Borgo, Danielle Schemiko, Juliana Costa, Daiane Santos, Ana Carolina Moreira**, pelo apoio, ajuda oportuna e amizade. Lembro também do **José Bazille Newton** que se aventurou comigo nas ruínas do vulcão Chaitén em 2013.

Agradeço **Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos**, minha orientadora desde os tempos dos vulcões havaianos no PET, por ter acreditado na conclusão do doutorado mesmo quando decidi assumir a vaga do concurso CPRM-Fortaleza em 2014.

Agradeço os geólogos e professores **Carlos Sommer, Gilson Guimarães, Barbara Trzaskos, Carlos Eduardo de Mesquita Barros, Elvo Fassbinder, Eduardo Salamuni, Rubens José Nadalin, Iramaia Furtado Braga, Cristina Vega Silveira, Cristina Valle Pinto-Coelho, Maria Cristina de Souza e Otavio Augusto Boni Licht**, pelo incentivo e norteio de ideias durante a pesquisa ou caminhada acadêmica.

Aos **meus pais** que desde muito cedo me incentivaram no caminho das ciências naturais, por exemplo, com o livro “Montanhas e Vulcões” da coleção “Minha Primeira Enciclopédia” nos anos de 1990; ou ainda por meio das viagens, acampamentos, passeios e trilhas pelo sul do Brasil. Agradeço a eles pelo auxílio prático e muito importante durante o doutorado, como o acompanhamento nas etapas de campo em São Joaquim, preparação das amostras para laminação e química, lanchinhos de campo, discussão de ideias e apoio intenso nas últimas semanas antes da entrega da qualificação no hotel nos sertões de Tauá e principalmente nos últimos meses antes da entrega da tese lá nas franjas do Atlântico Equatorial.



*Área de bosque valdiviano destruída
pela erupção do vulcão Chaitén de
2008, cinco após o evento.*

Era uma úmida e fria manhã de outono na pequena cidade de Chaitén, cujo número de almas não ultrapassava os 4.000. As casas conservavam em sua arquitetura elementos da cultura galesa, os habitantes carregavam traços dos antigos mapuches e de outras etnias pré-colombianas; a praia, como de costume na orla pacífica, era estreita. Quem olhasse da janela de qualquer uma das casas, poderia ver vastas e densas florestas sempre-verdes se espalharem dos limites da cidade até a linha das neves eternas a cerca de 1.500 m de altitude, protegidas na área do enorme Parque Pumalín, que divide o Chile ao meio na latitude 42°. Assomavam ali altos e milenares alerces, muitos deles nascidos antes mesmo dos colonizadores chegarem. Também havia os gigantescos coihues, de troncos espessos e miúdas folhas. Na noite do dia 30 de abril de 2008, o silêncio das sombras foi quebrado por um estrondoso e longo sismo, capaz de movimentar os objetos nas prateleiras dos mercados. Na manhã seguinte, uma grande e escura nuvem começou a enegrecer o céu e encobrir a cidade de cinzas. O Sol demoraria semanas para retornar, quando então boa parte da vegetação já teria morrido por falta de luz sufocada abaixo das cinzas. Uma série de tremores de terra foi desencadeada pela ascensão rápida do magma guardado em uma câmara a cerca de 6 km de profundidade. O magma ascendente infiltrou-se pelos antigos condutos do extinto vulcão Chaitén, que mantinha silêncio desde o início do Holoceno, já por 10.000 anos. O vulcão Chaitén alcançava cerca de 900 m de altitude e era velho e pequeno comparado ao seu gigantesco vizinho Michimahuida com cerca de 2.600 m e dotado de uma extensa geleira que ocupa seu topo. Por isso, a população local supunha que a nuvem de cinzas advinha do Michimahuida e que a iminente catástrofe causada pelo derretimento da geleira El Amarillo seria contida pelos contrafortes das montanhas que separavam a cidade dos sopés do Michimahuida. Contudo, percebeu-se logo que se tratava do vulcão Chaitén, localizado apenas a 10 km a nordeste da cidade. As erupções foram de caráter explosivo e quatro colunas plinianas se ergueram com intervalos de semanas ou poucos meses. A primeira delas pulverizou o antigo domo de obsidiana que selava o cume do vulcão e levou aos ares toda a floresta que crescia sobre o domo, atingindo 25 km de altura. Uma onda de choque supersônica varreu as encostas da montanha, cortando ao meio os imponentes coihues com diâmetros de até 2 m como se fossem gravetos. Árvores tombadas, cortadas e carbonizadas podem ser vistas ainda hoje nas vertentes do vulcão. A segunda delas atingiu cerca de 35 km de altura. As colunas plinianas podiam ser vistas a centenas de quilômetros desde as cidades argentinas de Esquel e Trevelín. Depósitos de queda estenderam-se por cerca de 400 km para leste e vestígios de cinzas de espalharam até a costa do Atlântico e a norte, até a província de Buenos Aires, causando a interrupção de

sistemas de transporte. A ascensão das cinzas e vapores vulcânicos na coluna pliniana causou a sucção do ar úmido circundante que era conduzido para cima e ao se resfriar, condensava-se e chuvas torrenciais precipitavam-se abaixo de tempestades elétricas formadas no corpo da coluna piroclástica. Este fenômeno desencadeou um conjunto de lahares, fluxos densos de lama vulcânica compostos por material piroclástico e água que arrastam tudo por onde passam. Os lahares iniciaram-se nos encharcados depósitos de cinzas das encostas do Chaitén e desceram pelas vertentes, ora ocupando o curso dos rios ora ultrapassando divisores de águas. Ao chegarem à cidade arrastaram construções, arrancaram pontes, mudaram o curso de rios e soterraram boa parte da cidade e da orla, progradando a linha de costa em alguns quilômetros. Os meses que se seguiram testemunharam o soerguimento de um novo domo no interior da cratera vulcânica de 3,5 km de diâmetro. O domo ocupa quase toda a cratera e atinge 400 m de altura. É formado por riolitos vermelhos extravasados sob a forma de lavas em blocos. Em janeiro de 2013, o Chaitén exala vapores e desenha uma estreita e longa nuvem acima de seu cume, pois ele está agora no chamado processo fumarólico. Nas encostas das montanhas em volta do Chaitén observamos dezenas de quilômetros quadrados de florestas mortas ou em renascimento. Na base do próprio Chaitén caminhamos por meio dos vales abertos nos depósitos piroclásticos pelos novos cursos d'água até chegarmos às encostas mais elevadas, onde se tornava cada vez mais rara a presença de vida e mais inóspito se tornava o ambiente. O volume de cinza, lapilli, bombas e blocos, embora passados 5 anos de erosão, ainda é impressionante. O antigo nível do solo está soterrado em alguns locais a metros de profundidade. Uma das plantas pioneiras a se estabelecer sobre o depósito piroclástico é a do gênero Gunnera, que também ocorre nas escarpas úmidas e mais frias do sul do Brasil, em altitudes superiores a 1.200 m. Os núcleos de renascimento da floresta coincidem com as raízes das grandes árvores que outrora arrancadas trouxeram consigo solo capaz de acolher sementes e, que agora são berço de uma nova floresta que renasce das cinzas.

M. L. Besser

RESUMO

Os fluxos vulcânicos ácidos da Província Magmática do Paraná no flanco norte da Calha de Torres, no planalto sul de Santa Catarina, compreendem o topo de uma sequência vulcânica cretácea de 750 m de espessura e marcada por três episódios magmáticos: (1) extensivo vulcanismo intermediário a básico; (2) vulcanismo ácido; (3) magmatismo intrusivo raso de composição básica. Os derrames sotopostos à unidade ácida são em sua predominância do tipo *rubbly pahoehoe* e andesitos basálticos composicionalmente semelhantes aos magmas do tipo Gramado e localmente ao tipo Esmeralda. A sucessão ácida abrange rochas do Tipo Palmas, subtipo Caxias do Sul na base e Anita Garibaldi preferencialmente no topo. As rochas ácidas se distribuem em platôs separados por lacunas erosivas. O Platô de São Joaquim (PSJ) é o objeto principal deste estudo e estende-se por 270 km², tem espessura máxima de $\cong 150$ m e apresenta volume estimado em $\cong 27$ km³ de dacitos. A sequência vulcânica mergulha suavemente para SW e tem a base situada a $\cong 1.000$ m de altitude no extremo SW do platô e a $\cong 1.450$ m na extremidade NE. A arquitetura interna das unidades vulcânicas ácidas, construídas com base em litofácies de campo e petrografia, permite a identificação de no mínimo oito mesas vulcânicas interdigitadas e por vezes sobrepostas, com espessura máxima individual de 125 m e comprimento máximo estimado em 40 km. Estas dimensões refletem altas razões de aspecto, semelhantes as de lavas basálticas. As correlações com o Grupo Etendeka seriam as seguintes: a unidade vulcânica basal do PSJ é correlacionada com a Formação Wêreldsend e pode ser classificada como do subtipo Caxias do Sul Médio. As outras unidades vulcânicas do platô são correlacionadas com a Formação Grootberg e podem ser classificadas como do subtipo Caxias do Sul Superior. As rochas do Platô de Santa Bárbara, localizado próximo à escarpa da Serra Geral, são do subtipo Caxias do Sul Superior (unidade basal) e do subtipo Anita Garibaldi (unidade do topo), sendo o último correlacionado com a Formação Beacon. A origem das rochas vulcânicas ácidas é atribuída a erupções contínuas de grandes volumes de magma em altas temperaturas que extravasaram sobre o relevo plano e que com alimentação ininterrupta de lavas criaram fluxos com alta retenção de calor, originando mesas vulcânicas muito extensas. As seguintes características são observadas nas rochas do PSJ: (1) geometria tabular das unidades vulcânicas com margens lobadas e línguas de lavas envelopadas por camadas de vidro vulcânico; (2) gradação de zonas maciças no núcleo das unidades para zonas muito amigdaloidais com geodos no topo; (3) margens das unidades limitadas por camadas de vidro vulcânico amigdaloidal com fluxo de amígdalas desviando fragmentos rochosos; (4) presença rara e localizada de brechas autoclásticas, as quais teriam sido digeridas pelo fluxo da lava de alta temperatura; (5) margens íngremes; (6) presença de cristais de plagioclásio com hábitos esqueléticos; (7) orientação preferencial de fenocristais de piroxênio e plagioclásio e (8) ausência de feições piroclásticas, inclusive nas porções basais das unidades e, ausência de zonas menos ou não soldadas. Estas características corroboram a hipótese de que as rochas ácidas do PSJ são remanescentes de extensas mesas vulcânicas coalescidas. Estas mesas teriam se originado por meio de erupções de fontes fumegantes a partir de feixes de fissuras extremamente compridas pelas quais extravasavam lavas na forma efusiva ou então alimentadas localmente por aspersão.

Palavras-chave: Província Magmática Paraná-Etendeka. Morfologia de derrames. Vulcanismo ácido.

ABSTRACT

The silicic flows of Paraná Magmatic Province on the north hinge of Torres Syncline on the highlands of Santa Catarina comprehend the top of a 750 m thick cretaceous volcanic sequence. Three magmatic episodes are discernible through this sequence: (1) an andesitic basaltic episode formed mainly by rubbly pahoehoe flows which chemical composition is similar to those of Gramado and Esmeralda types (low TiO_2); (2) the silicic succession includes Palmas Type rocks, Caxias do Sul subtype at the base and Anita Garibaldi preferably disposed at the top; (3) shallow intrusions of basic dykes and sills. The silicic rocks of second volcanic episode are distributed in plateaus that are separated by erosive gaps. The São Joaquim Plateau (SJP) extends through 270 km², it has a maximum thickness of $\cong 150$ m and an estimated volume of $\cong 27$ km³. The volcanic sequence smoothly dips to SW and it has its base situated at $\cong 1,000$ m of altitude on the SW edge of the plateau and at $\cong 1,450$ m on the NE edge. The internal architecture of the silicic volcanic units is designed on the basis of field lithofacies and petrography and it allows the identification of at least eight interdigitated and sometimes overlapping volcanic flows/tables (*mesas*), with maximum individual thickness of 125 m and maximum length estimated in 40 km. These dimensions reflect the high aspect ratios similar to those of basaltic ones. The correlations with the Etendeka Group are as follows: the basal volcanic unit of SJP is correlated with the Wêreldsend Formation and it can be classified as Caxias do Sul (Medium) subtype. The other volcanic units of the SJP are correlated with the Grootberg Formation and it can be classified as the Upper Caxias do Sul subtype. The rocks of basal units of the Santa Bárbara Plateau, located near Serra Geral escarpment, are included in Upper Caxias do Sul subtype and the top unit is classified as Anita Garibaldi subtype, the latter being correlated with the Beacon Formation of Etendeka. The origin of the silicic volcanic rocks is attributed to continuous eruptions of large magmatic volumes at high temperatures that overflowed upon plain relief. Uninterrupted feed sources created lavas flows with high retention of heat giving rise to very extensive volcanic *mesas*. The following characteristics are observed through the rocks of the SJP: (1) tabular geometry of volcanic units with lobed edges and lava tongues enveloped by pitchstone layers; (2) gradation of massive zones in the core of the units to very amygdaloidal zones with geodes at the top; (3) units margins limited by amygdaloidal volcanic glass layers with flow bands diverting rocky fragments; (4) rare and localized presence of autoclastic breccias, which would have been digested by high temperature lava flow; (5) steep margins; (6) the presence of plagioclase crystals with skeletal habits that indicates crystallization from a liquid; (7) locally orientation of pyroxene and plagioclase phenocrysts and (8) absence of pyroclastic features in the basal portions of the units and absence of less or non-welded zones. These characteristics corroborate the hypothesis that the silicic rocks of the São Joaquim Plateau are remnants of extensive volcanic coalesced *mesas*. These *mesas* would have been originated by fire-fountaing eruptions from extremely long bundles of fissures from which lava overflowed as effusive flows or locally spatter-fed flows.

Key-words: Paraná-Etendeka Magmatic Province. Flows' morphology. Silicic volcanism. Extensive silicic lava flows.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização do Estado de Santa Catarina com os acessos à cidade de São Joaquim-SC.....	26
Figura 2: Mapa físico da região de São Joaquim.	27
Figura 3: Platôs vulcânicos sustentados por camadas de rochas félsicas da Província Magmática Paraná-Etendeka; (a) região montanhosa de Sta. Bárbara no interior do Parque Nacional de São Joaquim em Santa Catarina com altitude máxima de 1.740 m (UTM 22S 638454/6883376); (b) vista dos platôs tabulares do Passo de Grootberg (1.600 m), noroeste da Namíbia (UTM 33S 406078/7800582).....	29
Figura 4: Domo de lava riolítica construído após a erupção de 2008 do Vulcão Chaitén, sul do Chile (escala: 300 m de altura). UTM 18S 691548/5254648; 920 m).	36
Figura 5: Processos e produtos vulcânicos. Os retângulos amarelos referem-se aos processos/produtos que serão enfatizados na revisão bibliográfica por estarem relacionados ao tema da tese. A linha tracejada inclui todos os processos vulcanoclásticos. Adaptado de Murcia et al. (2013); a figura original não contempla os processos efusivos nem os de modificação dos ignimbritos.	38
Figura 6: Lavas riolíticas viscosas e vesiculadas (a) formando púmices não fragmentados com dobras de fluxo (b). Local: próximo a San Antonio de los Cobres, Andes Centrais.	39
Figura 7: Ignimbrito soldado com textura eutáxita exhibe fragmentos de púmice (cinza escuro) achatados e orientados preferencialmente. Observa-se que neste estágio de soldagem o ignimbrito é ainda claramente distinguível de uma rocha de origem lávica. Local: Andes Centrais.	40
Figura 8: Principais modelos de soldagem e reomorfismo de ignimbritos (Resumido e adaptado por Sommer et al., 2011).....	44
Figura 9: <i>Continuum</i> de Branney & Kokelaar (1992). As linhas sólidas indicam feições comuns e frequentes; as linhas tracejadas indicam feições que podem ou não estarem presentes. As características, processos e condições são as apresentadas pelos autores, sem modificação.	45
Figura 10: Gráfico mostrando os tipos de geometria dos corpos efusivos de acordo com a composição das lavas. O vulcanismo do platô de Snake River é usada para estabelecer um modelo alternativo para efusões lávicas ácidas de extensão maior, denominado de <i>Snake River-type volcanism</i> . Fonte: Branney et al. (2008).....	51
Figura 11: América do Sul e África em posição pré-rifte, mostrando a distribuição das rochas básicas e ácidas da Província Magmática Paraná-Etendeka, da sequência sedimentar da Bacia do Paraná sotoposta e das coberturas sedimentares cenozoicas; ATP (rosa): rochas Ácidas do Tipo Palmas (afíricas) e ATC (roxo): rochas Ácidas Tipo Chapecó (porfíricas). Fonte: Adaptado de Licht 2016 (baseado em Peate et al. (1992), CPRM (2001), Coutinho (2008) and Nardy et al. (2011)).	53
Figura 12: Contraforte da Serra Geral, visto a partir do ponto culminante da Província Paraná-Etendeka, o Morro da Igreja (1.822 m), em Santa Catarina (UTM 22S 649626/6887108).....	54
Figura 13: Bacias Huab-Paraná que ocupam a região da Calha de Torres e sua continuação na África; (a) Huab Wildcamping (UTM 33S 401621/7733998) com exposição da estratigrafia do topo da Bacia de Huab: arenitos eólicos da Formação Twyfelfontein sotopostos às rochas vulcânicas de Etendeka (basaltos da Formação Tafelberg na base e quartzo-latitos da Formação Goboboseb no topo); (b) semelhante estratigrafia ocorre no limiar do Planalto Sul de Santa Catarina no área do Canhão do Espriado, Campo dos Padres (UTM 22S 664009/6901316) com a exposição dos arenitos eólicos da Formação Botucatu na base e a sequência vulcânica básica exposta acima da linha amarela tracejada.	55
Figura 14: Mapa da Província Magmática Etendeka mostrando a subdivisão nos seguintes domínios geográfico-geológicos: interior; costeiro, meridional e setentrional; os complexos intrusivos são mesozoicos; ao lado observa-se a estratigrafia do Grupo Etendeka Meridional. A linha preta acima do Subgrupo Awahab representa a discordância erosiva regional. Fonte: adaptado de Miller (2008). ...	56

Figura 15: Mapa do domínio meridional costeiro e interior da Província Magmática de Etendeka. Observar a cartografia das formações Goboboseb, Springbok, Wereldsend, Grootberg e Beacon, que serão citadas posteriormente na tese. Nota-se a ampla cobertura areal dos basaltos da Fm. Tafelberg.	57
Figura 16: Platôs vulcânicos formados por riolitos a dacitos do sul da LIP do Paraná; tipos e subtipos conforme Nardy et al. (2008).	60
Figura 17: Derrame máfico com disjunções colunares de grande porte (cB), localizado na estrada entre Lages e São Joaquim (SC) (UTM 22S 589232/6908852; 1200 m).	68
Figura 18: Litofácies de andesito-basáltico maciço (mB) (a; SJ-247 UTM 22S 596760/6857752, 1159 m) e brecha andesito-basáltica amigdaloidal (aaBr) (b; SJ-31 UTM 22S 603225/6867803, 1271 m)... ..	69
Figura 19: Diques de composição basáltica (hjB) encaixados na sequência ácida e de direção N-S, com espessuras métricas (SJ-21).	69
Figura 20: Quatro tipos de arranjo das litofácies do episódio vulcânico máfico inferior. Siglas das litofácies conforme Tabela 7.	70
Figura 21: <i>Pitchstone</i> com amígdalas (aaP) orientadas preferencialmente e por vezes achatadas (SJ-76).	72
Figura 22: Fluxo de amígdalas contorna um fragmento rochoso pouco amigdaloidal (aaP; SJ-32).	72
Figura 23: Ocorrência de brechas basais contendo fragmentos altamente vesiculados envoltos por matriz fina (aaP; SJ-76).	73
Figura 24: <i>Pitchstone</i> intemperizado com amígdalas/vesículas ovais achatadas; (a) visão geral do afloramento e (b) detalhe (aP; SJ-53).	74
Figura 25: (a) Amostra de <i>pitchstone</i> bandado (bP) e (b) localmente dobrado com formação de dobras centimétricas apertadas (SJ-255); notar que as dobras não resultam de efeito de corte sobre o badamento.	75
Figura 26: (a) dacito vítreo com amígdalas e geodos com orientação preferencial (SJ-32); (b) dacito litoidal com textura sal e pimenta com geodos ovais centimétricos com orientação preferencial revestidos por ametista e calcita e amígdalas preenchidas por zeólita (SJ-245).	76
Figura 27: (a) Típica alteração em blocos e matações da fácies maciça (mD) no topo do afloramento SJ-244, com geração de saprólitos de cor bege claro. No nível médio e inferior do perfil observam-se disjunções horizontais de grande porte talvez relacionadas à descompressão do corpo rochoso; (b) detalhe da rocha félsica maciça, nota-se textura sal e pimenta típica dos dacitos litoidais maciços. .	77
Figura 28: Dacitos com disjunções em lajes com ângulos de mergulho médios (25 a 45°).	78
Figura 29: Dacito bandado aflorante nas encostas de colinas, com bandamento ressaltado pelo intemperismo diferencial no afloramento SJ-25 (a); dacito pouco intemperizado apresenta bandamento plano-paralelo ondulado (nas camadas mais escuras há quantidades um pouco maiores de vidro vulcânico) no afloramento SJ-17 (b).	79
Figura 30: Dacito com acamamento dobrado (bdD; SJ-48).	80
Figura 31: Amostra contendo fluxo vulcânico marcado pela orientação preferencial de fenocristais de piroxênio (SJ-250).	80
Figura 32: Fotomicrografia de basalto coletado no ponto SJ-28 (seção delgada SJ-28-D; hjE); observa-se estrutura de fluxo magmático definida pela orientação preferencial de microfenocristais de plagioclásio ripiformes. Luz polarizada.	82
Figura 33: Fotomicrografia de gabro coletado no ponto SJ-18 (vjE); observa-se textura ofítica e subofítica, com cristais de clinopiroxênio envolvendo os cristais de plagioclásio. Luz polarizada.	83
Figura 34: Fotomicrografia de <i>pitchstone</i> dacítico amigdaloidal coletado no ponto SJ-258 (aaP); observam-se as amígdalas milimétricas preenchidas por quartzo (amig), vidro vulcânico (vidro), agregados quartzo-feldspáticos (qzt-felds) e esferulitos, ambos oriundos do processo de devitrificação (polarizadores paralelos).	84
Figura 35: Fotomicrografia de <i>pitchstone</i> dacítico amigdaloidal coletado no ponto SJ-258 (aaP); observam-se quebras perlíticas. Polarizadores paralelos.	85

Figura 36: Fotomicrografia de <i>pitchstone</i> dacítico coletado no ponto SJ-105 (seção delgada SJ-105-D; aP); observa-se abundância de vidro vulcânico (vidro) e cristais de plagioclásio imersos nesse vidro (pl); observam-se cristais ocos e com terminações em cúspide ou cauda de andorinha (setas). Luz polarizada.	86
Figura 37: Fotomicrografia de <i>pitchstone</i> dacítico coletado no ponto SJ-55 (seção delgada SJ-55-A; mP); nota-se vidro vulcânico em abundância (vidro), cristais de plagioclásio (pl), clinopiroxênio (cpx) e magnetita (mgt). Luz polarizada.	87
Figura 38: Fotomicrografia de dacito vítreo coletado no ponto SJ-32 (gD); observam-se vidro vulcânico (vidro), cristalitos, plagioclásio (pl), magnetita (mgt), clinopiroxênio (cpx) e cristais de plagioclásio ocos e com terminações em cúspide. Luz polarizada.	89
Figura 39: Fotomicrografia de dacito coletado no ponto SJ-104 (aD); observa-se cristais ocos de plagioclásio (pl ocos), magnetita (mgt) e presença de vidro e cristalitos. Polarizadores paralelos.	90
Figura 40: Fotomicrografia de dacito coletado no ponto SJ-125 (bD); observa-se matriz vítrea com cristais de plagioclásio e agregados quartzo-feldspáticos (qzt-felds), microfenocristal de plagioclásio orientado preferencial e paralelamente ao bandamento composicional observado apenas em mesoscopia. Luz polarizada.	92
Figura 41: Fotomicrografia de dacito coletado no ponto SJ-83 (bD); observa-se orientação preferencial de cristais de plagioclásio (pl) que define estrutura de fluxo magmático, esta é paralela ao bandamento composicional marcado por alternância entre níveis com mais ou menos vidro vulcânico (vidro); fitas de quartzo desenvolvem-se paralelamente ao bandamento e ao fluxo magmático (qzt). Polarizadores paralelos.	93
Figura 42: Detalhe da fotomicrografia anterior (SJ-83), evidenciando algumas amígdalas de quartzo (qzt) e cristalitos opacos de hábitos esqueléticos e arranjos espirais; os cristalitos aciculares encontram-se orientados preferencialmente ao fluxo magmático. Polarizadores paralelos.	94
Figura 43: Fotomicrografia de dacito coletado no ponto SJ-11 (mD); observa-se textura hipocristalina, cristais de plagioclásio (pl), agregados quartzo-feldspáticos (qzt-felds), vidro e fenocristais de clinopiroxênio (cpx) ripiformes. Luz polarizada.	95
Figura 44: Fotomicrografia de dacito coletado no ponto SJ-15 (seção SJ-15-A; mD); observam-se feições de resfriamento rápido (cristais ocos e com terminações em cúspide) feições de devitrificação (esferulitos e agregados quartzo-feldspáticos); cristais de magnetita (mgt). Polarizadores paralelos.	96
Figura 45: Fotomicrografia de dacito coletado no ponto SJ-11 (mD); observa-se a presença de esferulitos, agregados quartzo-feldspáticos (qzt-felds) e cristais de plagioclásio (pl) ocos ou com terminações em cúspide. Polarizadores paralelos.	97
Figura 46: Fotomicrografia de andesito-basáltico coletado no ponto SJ-74 (mB); textura holocristalina integranular, com plagioclásio e piroxênio modal em porcentagens equivalentes. Luz polarizada. ...	98
Figura 47: Fotomicrografia de andesito basáltico coletado no ponto SJ-77 (fwB); observa-se fluxo magmático definido pela orientação preferencial de microfenocristais de plagioclásio de até 1 mm de comprimento. Luz polarizada.	99
Figura 48: Fotomicrografia de andesito basáltico coletado no ponto SJ-107 (gB); observa-se textura intergranular e intersertal e estrutura maciça. Luz polarizada.	100
Figura 49: Núcleo da Unidade Vulcânica II (a-c); (a) vista geral de Pedreira do Exército (SJ-241); (b) detalhe da frente de lavra evidenciando as disjunções em lajes de grande porte sub-horizontais; (c) detalhe macroscópico de amostra de mão de dacito maciço (mD), onde se observa textura sal e pimenta. Afloramento SJ-241.	102
Figura 50: Nível com geodos da UVA II; (a) matacões de dacito e (b) detalhes dos geodos com quartzo incolor, ametista e zeólita. Afloramento SJ-245.	103
Figura 51: Contato geológico entre duas unidades vulcânicas ácidas (UVAs II e III); (a) visão em escala de afloramento com contato; (b) rocha intemperizada muito amigdaloidal (aaP) marca o topo da UVA II; (c) dacito marrom avermelhado com amígdalas ovais com achatamento marca a base da UVA III. Afloramento SJ-254.	104

Figura 52: Dacitos com bandamento criado pela devitrificação diferencial da rocha a partir dos planos rúpteis das disjunções em lajes; (a) aspecto geral da rocha; (b) detalhe do bandamento guiado pelos planos rúpteis (as setas apontam para fraturas da rocha); (c) avanço do intemperismo descaracteriza o bandamento e reforça as disjunções em lajes. Afloramento SJ-254.	105
Figura 53: <i>Pitchstone</i> bandado (bP) envolvendo núcleo devitrificado de dacito com disjunções em lajes (pjD) no afloramento SJ-255.	106
Figura 54: Seção geológica da Pedreira do Exército (afloramentos SJ-241-255). Sigla das litofácies: mB (basalto maciço); pjD (dacito com disjunções em lajes); mD (dacito maciço); aD (dacito com amígdalas); gD (dacito com geodos); aaP (<i>pitchstone</i> muito amigdaloidal); abP (<i>pitchstone</i> com amígdalas oblatas); bP (<i>pitchstone</i> bandado); bD (dacito bandado).	107
Figura 55: Localização geral das áreas visitadas na Namíbia. Os pontos em amarelo correspondem aos locais de pernoite e coleta de amostras, com detalhes na Tabela 16.	108
Figura 56: Vista da Montanha de Brandberg (largura: cerca de 25 km).	109
Figura 57: Dobra em megaescala do cinturão Damara (esq. superior); limites da Formação Doros intercalados com níveis de cinza vulcânica, correlatos aos limites da Fm. Rio do Rasto (sup. Direita); soleiras de magma tipo Tafelkop (inferior esquerda); vista geral da seção Awahab (afloramentos EK-AW-I a IV).	110
Figura 58: Observam-se lentes de arenito eólico da Fm. Twyfelfontein distribuídas aleatoriamente entre os derrames de basalto da base do Subgrupo Awahab indicando a presença de “dunas fósseis”.	111
Figura 59: Contato entre camada basal de vitrófiro e quartzo latito com disjunções em lajes da Fm. Goboboseb do Subgrupo Awahab (a) e observa-se em detalhe amostra do vitrófiro do mesmo ponto (EK-AW-II).	112
Figura 60: Topo da Fm. Goboboseb (Unidade I) constituído por brechas (a) formadas por fragmentos angulosos a arredondados de quartzo latito vesiculoso e amigdaloidal (b). Afloramento EK-AW-3.	113
Figura 61: Campo de Lavas Principal do Platô de Etendeka. O topo côncavo das montanhas é formado pelas rochas ácidas da Fm. Springbok. Ao fundo observa-se platô constituído por quartzo latitos da Fm. Grootberg (Estrada que conecta Fontaine Farm a Bersig; UTM 33S 404173/7750796; 830 m).	114
Figura 62: Vista geral a partir do afloramento EK-SB, situado no sul do Campo de Lavas Principal de Etendeka. Observa-se que o topo dos morros é formado por quartzo latitos da Fm. Springbok, acima dos quais se encontra a discordância erosiva regional (a); Em (b) observa-se amostra de vitrófiro da camada selante da Fm. Springbok (EK-SB-2).	115
Figura 63: Vista a partir da encosta do Platô de Grootberg, de onde se observa as imediações dos platôs sustentados por rochas ácidas, as quais são consideradas como camadas de reognimbritos de grandes extensões (a); amostra de quartzo latito (dacito) com textura sal e pimenta coletada no topo do Platô de Grootberg (1.630 m; amostra EK-GG-3).	116
Figura 64: Fotomicrografia de basalto coletado no ponto EK-GG-1; observa-se textura equigranular holocristalina dos basaltos da Formação Tafelberg. Luz polarizada.	119
Figura 65: Fotomicrografia de latito ou andesito coletado no ponto EK-GG-2; observa-se textura inequigranular porfirítica do andesito Nil Desperandum. Luz polarizada. Símbolos: tmg – titanomagnetita, pl – plagioclásio, px – clinopiroxênio.	120
Figura 66: Fotomicrografia de quartzo latito (dacito) coletado no platô de Grootberg (EK-GG-3) mostrando esferulitos e agregados quartzo-felspáticos oriundos de devitrificação. Polarizadores paralelos.	121
Figura 67: Fotomicrografias de quartzo latitos da Formação Springbok. Observa-se o núcleo devitrificado do corpo vulcânico (a) e as camadas de <i>pitchstone</i> (b e c). Afloramentos a – EK-SB-1 (polarizadores paralelos); b – EK-SB-2 (luz polarizada); c – EK-SB-2 (polarizadores paralelos).	123
Figura 68: Fotomicrografias de quartzo latitos identificados como da Formação Goboboseb na Sequência Awahab (afloramento EK-AW-. Em (a) e (b) bandamento composicional e contorcido (assemelhando-se a um “porfiroclasto” tipo delta) com microfenocristais (polarizadores paralelos e luz polarizada à direita); em (c) detalhe de fiammes (luz polarizada); em (d) detalhe do bandamento	

(polarizadores paralelos) e em (e e f) aumento de 40x do contato entre os níveis claros e escuros (polarizadores paralelos em (e) e polarizada em (f)).	124
Figura 69: Diagrama AFM ((Na ₂ O+ K ₂ O) x FeO _{total} x MgO) com a distribuição das amostras analisadas no campo da série toleítica (delimitação das séries de acordo com Irvine & Baragar (1971)). N= 55.	126
Figura 70: Classificação das rochas estudadas de acordo com o diagrama TAS (total álcalis X sílica) de Le Maitre et al. (1989) para rochas vulcânicas. N = 55.	127
Figura 71: Diagrama de variação TiO ₂ x MgO que mostra a variação composicional dos basaltos da PMP. A linha tracejada marca a divisão aproximada entre os magmas-tipo de alto e baixo-TiO ₂ (Peate et al., 1999). Os teores das amostras estudadas são representados pelos triângulos. Os símbolos em preto são do trabalho original.	127
Figura 72: Diagrama de variação mostrando distinções entre os tipos de magmas basálticos da Província Magmática do Paraná (Peate <i>et al.</i> , 1992). Dados das rochas intrusivas rasas de alto titânio da área de estudo (triângulo verde).	128
Figura 73: Diagrama de discriminação geoquímica para as rochas máficas intrusivas e extrusivas de alto e baixo-TiO ₂ de Etendeka (Marsh et al., 2001). Símbolos: baixo-TiO ₂ (O), alto-TiO ₂ (X) e sequência Tafelkop de basaltos com olivina ausentes na Bacia do Paraná (quadrado).	129
Figura 74: Diagrama de variação composicional dos tipos de lavas máficas de Etendeka de Marsh et al. (2001). As amostras analisadas de rochas extrusivas estão representadas pelos triângulos verdes (Amostra coletada em Etendeka – triângulo verde invertido).	131
Figura 75: Diagrama de variação composicional dos tipos de magmas máficos de Etendeka de Marsh <i>et al.</i> (2001) As amostras analisadas de rochas intrusivas rasas estão representadas pelos triângulos vazados.	131
Figura 76: Diagrama TAS adaptado por Nardy et al. (2008) para diferenciar as rochas ácidas do tipo Palmas das do tipo Chapecó.	132
Figura 77: Diagrama de variação das razões Rb/Zr e Nb/Y, de Garland <i>et al.</i> (1995), para as rochas da PMP com separação em dois grupos (Garland et al., 1995). Símbolos: conforme legenda.	132
Figura 78: Discriminação dos três subgrupos ou subtipos de rochas ácidas da PMP, segundo Garland et al. (1995). Símbolos: conforme Figura 76.	133
Figura 79: Diagramas discriminantes dos diferentes grupos das rochas do Tipo Palmas (Nardy et al., 2008). Símbolos: conforme Figura 76. Símbolos de Nardy et al. (2008): quadrado (subtipo Anita Garibaldi), triângulo preenchido (subtipo Santa Maria), triângulo vazio (subtipo Clevelândia), círculo preenchido (subtipo Caxias do Sul) e círculo semi-preenchido (subtipo Jacuí).	133
Figura 80: Diagramas discriminantes dos diferentes grupos das rochas do Tipo Palmas (Nardy et al., 2008). Símbolos: conforme Figura 76.	134
Figura 81: Diagrama de Marsh et al. (2001) para as rochas ácidas do Grupo Etendeka, com a marcação dos campos para as rochas ácidas da Província Magmática do Paraná. As análises das rochas do platô de São Joaquim e de Etendeka estão distribuídas para comparação.	135
Figura 82: Diagramas multielementares normalizados para o manto primordial de Wood et al. (1979) para as rochas estudadas; básicas e intermediárias + andesitos de Etendeka (esquerda) e ácidas + andesitos de Etendeka (direita).	139
Figura 83: Diagramas multielementares normalizados para a NMORB de Sun & McDonough (1989) para as rochas estudadas; básicas e intermediárias + andesitos (esquerda) e ácidas + andesitos (direita).	140
Figura 84: Diagramas multielementares normalizados para EMORB de Sun & McDonough (1989) para as rochas estudadas; básicas e intermediárias (esquerda) e ácidas + andesitos (direita).	140
Figura 85: Diagramas multielementares normalizados para a crosta continental superior de Taylor-McLennan (1985) para as rochas estudadas; básicas e intermediárias (esquerda) e ácidas + andesitos (direita).	140

Figura 86: Topo das unidades ácidas de Etendeka (quartzo latitos), de acordo com Milner, Duncan & Ewart (1992). Observa-se semelhança com as estruturas registradas nos dacitos do platô de São Joaquim.	144
Figura 87: Zonas basal e principal das unidades tabulares de quartzo-latitos de Etendeka, de acordo com seção esquemática de Milner, Duncan & Ewart (1992).....	147
Figura 88: Modelo morfológico 2D das lavas da sucessão vulcânica de São Joaquim-SC. Em (b) se observa o perfil intemperizado e erodido, tal como se apresenta hoje.....	149
Figura 89: Área da seção da pedreira do Exército, com vista para uma crista remanescente da sequência vulcânica ácida (unidade II), notadamente mais espessa que os derrames máficos sotopostos. Nota-se que encostas íngremes perfazem o limite geomorfológico das unidades ácidas.	150
Figura 90: Platô de Santa Bárbara Leste situado no limiar oriental do planalto sul catarinense a 1.740 m de altitude; observa-se continuidade lateral de rochas ácidas por 2 km e a geometria tabular, semelhante à encontrada em derrames basálticos pode ser observada (afloramento SJ-240 localizado no topo).....	151
Figura 91: Mapa geológico das mesas vulcânicas de São Joaquim confeccionado nesta pesquisa. ..	153
Figura 92: Processos eruptivos possíveis no âmbito da PMPE para a formação das rochas ácidas. As linhas tracejadas representam os limites de temperatura e volumes de magma disponíveis na erupção.	156
Figura 93: Processos vulcânicos registrados como prováveis geradores das rochas ácidas da região de São Joaquim-SC; caixas amarelas mostram os processos; caixas alaranjadas mostram os produtos; as linhas tracejadas representam os limites de temperatura da lava e volume de magma disponível para que os processos possam ocorrer.....	158
Figura 94: Processos subaéreos elencados como possíveis geradores das morfologias de andesitos basálticos e dacitos no âmbito da PMPE; em amarelo os processos e produtos provavelmente ocorridos na região de São Joaquim-SC; em cinza os processos que provavelmente não ocorreram na região do Campo Vulcânico de São Joaquim.	160
Figura 95: Após o extravazamento das lavas intermediário-básicas do BVE-III deu-se início da formação das mesas vulcânicas ácidas (AVE-II) cujo magma formador, do Tipo Palmas, ascendeu por extensos feixes de fraturas. Em (a) observa-se vista em planta regional e em (b) vista em planta mais detalhada. A Figura 97 representa a continuação do processo observado em perfil.	164
Figura 96: Perfil A-A' da Figura 96 mostrando em (a) as fases eruptivas iniciais com fontes fumegantes contínuas e com grandes volumes magmáticos fornecendo lava para a formação da protomesa vulcânica; observa-se em vermelho a lava ainda incandescente e em preto suas margens já solidificadas. Em (b) nota-se o intumescimento da mesa vulcânica e formação de isotermas de resfriamento que mais tarde originarão as disjunções em lajes.	165
Figura 97: Os esquemas mostram a evolução do vulcanismo, com a coalescência ou sobreposição de várias mesas vulcânicas ácidas (a) que posteriormente são seccionadas ou intrudidas por magma básico do BME-IV que origiam diques, soleiras e possivelmente derrames sobrepostos ou em contato lateral com as mesas ácidas (b). Observa-se que os condutos que construíram as mesas foram utilizados pelos magmas básicos. Em (c) observa-se a distribuição atual dos corpos vulcânicos e intrusivos rasos submetidos à erosão e ao basculamento regional do planalto sul.....	166

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Confeção das seções delgadas.....	31
Tabela 2: Dados das análises geoquímicas.....	32
Tabela 3: Características distintivas de reoignimbritos e lavas félsicas extensas propostas por Henry & Wolff (1992) com adaptações.....	46
Tabela 4: Subdivisões das rochas ácidas do Tipo Palmas da Província Magmática do Paraná, de acordo com Nardy et al. (2008). Platôs próximos à área de estudo sob <i>grifo</i>	59
Tabela 5: Unidades correlacionadas entre as províncias Paraná e Etendeka a partir da composição química de rocha total, assembleia mineral e relações estratigráficas (Miller, 2008; Tabela 6); * refere-se à nomenclatura proposta por Whittingham (1991 <i>apud</i> Milner et al., 1995).	60
Tabela 6: Resumo de informações geoquímicas de todas as unidades ácidas da Província Magmática Paraná-Etendeka. As células coloridas representam as unidades que podem ser facilmente correlacionadas entre as duas subprovíncias. Fonte dos dados: Miller (2008), Nardy et al. (2008), Licht (2016)	62
Tabela 7: Códigos para rochas e estruturas, que combinados formam as litofácies de campo, preferencialmente em ordem estratigráfica.	66
Tabela 8: Resumo das principais características microscópicas da litofácies.	84
Tabela 9: Resumo das principais características microscópicas da litofácies.	86
Tabela 10: Resumo das principais características microscópicas da litofácies.	87
Tabela 11: Resumo das principais características microscópicas da litofácies.	88
Tabela 12: Resumo das principais características microscópicas da litofácies.	89
Tabela 13: Resumo das principais características microscópicas da litofácies.	91
Tabela 14: Resumo das principais características microscópicas da litofácies.	92
Tabela 15: Resumo das principais características microscópicas da litofácies.	94
Tabela 16: Dados das amostras coletadas na Namíbia. (*) QL – quartzo latitos; (**) – fluxo vulcânico. Siglas das litofácies de campo iguais as utilizadas para as amostras do Brasil.	117
Tabela 17: Correlação entre unidades geológicas/geoquímicas Etendeka-Paraná. (*) QL – quartzo latitos; (**) – Latito. Comparações com base em Miller (2008).	118
Tabela 18: Variação composicional dos litotipos basálticos proposta por Peate <i>et al.</i> (1992), valores dos óxidos, elementos traço e razões para as amostras estudadas na região de São Joaquim e Etendeka e definição dos tipos de magma para a área. As células em vermelho indicam valores discrepantes comparados aos do tipo que a amostra está sendo classificada.	130
Tabela 19: Correlação entre os dados litoquímicos das amostras coletadas nas áreas de estudo e unidades geológicas do Grupo Etendeka.	136
Tabela 20: Litofácies, descrição e interpretação.	141
Tabela 21: Tipos de morfologias de lavas básicas identificadas no Deccan Traps; traduzido e adaptado de Duraiswami et al. (2014) por Frozza (2015).	143

SUMÁRIO

1.0	INTRODUÇÃO.....	23
1.1	PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA	23
1.2	OBJETIVOS.....	24
1.3	HIPÓTESE.....	25
1.4	LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	25
1.5	GEOGRAFIA	25
2.0	MATERIAIS E MÉTODOS.....	28
2.1	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E RECONHECIMENTO REGIONAL	28
2.2	COLETA DE DADOS.....	30
2.2.1	No Brasil	30
2.2.2	Na Namíbia.....	30
2.3	ANÁLISES PETROGRÁFICAS.....	31
2.4	ANÁLISES GEOQUÍMICAS.....	31
2.5	TERMOS EMPREGADOS NESTA TESE	32
3.0	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	34
3.1	ATIVIDADES VULCÂNICAS.....	34
3.2	PROCESSOS E PRODUTOS VULCÂNICOS TERRESTRES	35
3.3	FLUXOS COERENTES X CORRENTES DE DENSIDADE PIROCLÁSTICAS CONCENTRADAS	37
3.3.1	Lavas	37
3.3.2	Ignimbritos	39
3.3.3	Interface Efusiva-Explosiva: Soldagem, Reomorfismo, <i>Lava-Like</i> e Lavas	39
3.3.4	Distinção entre os tipos de corpos vulcânicos ácidos extensos <i>lava-like</i>	43
3.3.4.1	RESUMO DE PREMISSAS, CARACTERÍSTICAS DISTINTIVAS E EXPLICAÇÕES:	46
3.3.5	Cenários geológicos contendo lavas ácidas extensas.....	47
3.3.5.1	TRANS-PECOS, TEXAS (EUA)	48

3.3.5.2	RIOLITO BADLANDS (EUA)	48
3.3.5.3	LAVAS E REOIGNIMBRITOS DO PLATÔ DE KEWEENAWAN (MINNESOTA, EUA) ...	49
3.3.5.4	ROCHAS VULCÂNICAS DE GAWLER RANGE, AUSTRÁLIA	49
3.3.5.5	SNAKE RIVER PLAINS (EUA)	50
3.4	PROVÍNCIA MAGMÁTICA PARANÁ-ETENDEKA	51
3.4.1	Subdivisões Geoquímicas da Província Magmática do Paraná, no Brasil.....	58
3.4.2	Rochas Vulcânicas Ácidas.....	58
3.4.2.1	CORRELAÇÕES NA PROVÍNCIA MAGMÁTICA PARANÁ-ETENDEKA.....	59
3.4.2.2	PROPRIEDADES FÍSICAS DOS MAGMAS.....	60
3.4.3	Erupções efusivas <i>versus</i> explosivas na PMPE	63
3.4.4	Estudos realizados na Calha de Torres e região de São Joaquim-SC	64
4.0	DEFINIÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DAS LITOFÁCIES DE CAMPO	66
4.1	EPISÓDIO VULCÂNICO BÁSICO INFERIOR	67
4.2	EPISÓDIO BÁSICO INTRUSIVO RASO	68
4.3	EPISÓDIO VULCÂNICO ÁCIDO	71
4.3.1	<i>Pitchstone</i> intemperizado amigdaloidal associado a brechas (aaP)	71
4.3.2	<i>Pitchstone</i> intemperizado com amígdalas oblatas (aP)	73
4.3.3	<i>Pitchstones</i> não intemperizados maciços (mP), bandados e dobrados (bP) ou com disjunções verticais (vjP)	73
4.3.4	Dacitos hialinos a litoidais com amígdalas e geodos (gD)	75
4.3.5	Dacitos litoidais com amígdalas (aD).....	75
4.3.6	Dacitos maciços (mD).....	77
4.3.7	Dacitos com disjunções em lajes (pjD)	78
4.3.8	Dacitos com acamadamento ou bandamentos de fluxo magmático planar (bD) a dobrado (bdD)	78
5.0	CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA MICROSCÓPICA DAS LITOFÁCIES.....	81
5.1	MICROSCOPIA DAS LITOFÁCIES DESCRITAS EM SÃO JOAQUIM.....	81

5.1.1	Episódio Básioa Intrusivo Raso	81
5.1.1.1	BASALTOS EM DIQUES COM DISJUNÇÕES HORIZONTAIS (hjB)	81
5.1.1.2	MICROGABROS (DIABÁSIOS) EM SOLEIRAS COM DISJUNÇÕES VERTICAIS (vjE) ...	81
5.1.2	Episódio Vulcânico Ácido.....	83
5.1.2.1	<i>PITCHSTONE</i> (INTEMPERIZADO) AMIGDALOIDAL (aaP)	83
5.1.2.2	<i>PITCHSTONE</i> BANDADO (bP)	85
5.1.2.3	PITCHSTONE MACIÇO (mP).....	86
5.1.2.4	DACITO HIALINO COM GEODOS (gD)	88
5.1.2.5	DACITO LITOIDAL A VÍTREO COM AMÍGDALAS (aD)	88
5.1.2.6	DACITO BANDADO (bD) E DACITO BANDADO DOBRADO (bdD)	90
5.1.2.7	DACITO COM DISJUNÇÕES EM LAJES (pjD)	91
5.1.2.8	DACITO MACIÇO (mD)	93
5.1.3	Episódio Vulcânico Básico Inferior.....	95
5.1.3.1	BASALTO MACIÇO (mB).....	95
5.1.3.2	BASALTO COM FEIÇÕES DE FLUXO (fB)	96
5.1.3.3	BASALTO COM GEODOS (gB)	97
6.0	ESTRATIGRAFIA DA SUCESSÃO VULCÂNICA DE SÃO JOAQUIM	101
6.1	SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA PEDREIRA DO EXÉRCITO (SJ-241 a SJ-255)	101
7.0	INFORMAÇÕES DE CAMPO E PETROGRAFIA DE ROCHAS DO GRUPO ETENDEKA	108
7.1	AFLORAMENTOS	108
7.1.1	Complexo Intrusivo de Brandberg	108
7.1.2	Montanhas de Goboboseb e Cratera de Messum	109
7.1.3	Huab Outliers – Sequência ou Seção de Awahab	109
7.1.4	Campo de Lavas Principal de Etendeka: região de Huab River e Platô de Grootberg	114
7.1.5	Sucessão Costeira.....	117

7.1.6	Amostragem	117
7.2	ANÁLISE PETROGRÁFICA DAS LITOFÁCIES DESCRITAS EM ETENDEKA	117
7.2.1	Basaltos da Formação Tafelberg (EK-GG-1).....	118
7.2.1.1	LATITO DO MEMBRO NIL DESPERANDUM DA FORMAÇÃO TAFELBERG (EK-GG-2)	118
7.2.2	Quartzo latitos da Formação Grootberg (EK-GG-3)	118
7.2.3	Quartzo latitos da Formação Springbok (EK-SB-2, EK-SB-1, EK-AW-4)	120
7.2.4	Quartzo latitos da Formação Goboboseb (EK-AW-3, EK-AW-2)	121
7.2.5	Latito ou andesito do ponto EK-AW-1	122
8.0	ANÁLISES GEOQUÍMICAS.....	125
8.1	DIAGRAMAS DE CLASSIFICAÇÃO.....	125
8.2	EPISÓDIOS VULCÂNICO BÁSICO INFERIOR E INTRUSIVO RASO	126
8.2.1	Classificação.....	126
8.2.2	Comparações com o Grupo Etendeka.....	129
8.3	EPISÓDIO VULCÂNICO ÁCIDO	132
8.3.1	Classificação.....	132
8.3.2	Comparação com o Grupo Etendeka	134
8.4	DIAGRAMAS MULTIELEMENTARES E DISCRIMINANTES	139
9.0	DISCUSSÕES	141
9.1	MORFOLOGIA DOS FLUXOS VULCÂNICOS	141
9.1.1	Morfologia e distribuição das unidades vulcânicas básico-intermediárias	142
9.1.2	Morfologia e distribuição das unidades ácidas	144
9.1.2.1	ARQUITETURA E GEOMETRIA	144
9.1.2.2	TEXTURAS E ESTRUTURAS.....	148
9.1.2.3	CARTOGRAFIA DAS UNIDADES VULCÂNICAS	150
9.2	HISTÓRIA E CARACTERÍSTICAS ERUPTIVAS.....	154

10.0	CONCLUSÕES	167
11.0	REFERÊNCIAS	171
12.0	APÊNDICES.....	180
12.1	TABELAS DE DADOS LITOGEOQUÍMICOS (DADOS SEM TRATAMENTO)	180
12.2	TABELA DE AFLORAMENTOS (REGIÃO DO PLATÔ DE SÃO JOAQUIM E NAMÍBIA)	185
12.3	ARTIGO PUBLICADO NO BOLETIM PARANAENSE DE GEOCIÊNCIAS (2015).....	188
12.4	ARTIGO SUBMETIDO AO BRAZILIAN JOURNAL OF GEOLOGY (2017) ..	205

1.0 INTRODUÇÃO

As grandes províncias ígneas da Terra, designadas de LIPs (*Large Igneous Provinces*), são de natureza predominantemente máfica e seus vastos territórios emersos ou submersos são formados por basaltos *lato sensu*. Estas unidades geológicas estão entre as mais extensas e volumosas sequências eruptivas conhecidas (Coffin & Eldholm, 1992). Todavia, algumas das LIPs são inteiramente félsicas, como a Província Chon Aike, arcabouço das gélidas planícies patagônicas (Pankhurst et al., 1998). Outras, mesmo máficas, incluem consideráveis componentes félsicos em suas sucessões vulcânicas, especialmente aquelas formadas em cenários intraplaca, onde a fusão da crosta continental contribui na produção de magma (McPhie et al., 2008).

Todas as províncias basálticas continentais do Neógeno e Paleógeno bem como as províncias jurássicas e cretáceas relacionadas à ruptura do Gondwana geraram quantidades variadas de rochas ígneas félsicas. Nas LIPs o vulcanismo félsico está frequentemente associado às unidades ignimbríticas, constituídas por rochas soldadas a reomórficas geradas por erupções explosivas (White et al., 2009; Bryan et al., 2002, 2010). Contudo erupções efusivas também ocorreram no registro geológico das grandes províncias ígneas e foram responsáveis pela colocação de grandes volumes de lavas ácidas conforme é descrito nas províncias de Columbia River-Snake River Plain-Yellowstone nos EUA (Bonnichsen & Kauffman, 1982; Branney et al., 2008; Ellis et al., 2013), Afro-Arábica, Madagascar (Mahoney & Coffin, 1997), do Atlântico Norte e também na porção sul-americana da LIP Paraná-Etendeka (Lima et al., 2012; Waichel et al., 2012; Uman et al., 2001; Simões *et al*, 2014). Os componentes félsicos podem se concentrar na parte superior da sucessão vulcânica, como ocorre no Iêmen (LIP Afro-Arábica) e na LIP Paraná-Etendeka e como consequência são preferencialmente perdidos na erosão, em comparação com os componentes máficos (Mahoney & Coffin, 1997); essa restrição atual de componentes félsicos pode sugerir uma subestimação do volume original dos mesmos.

1.1 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

Uma das maiores províncias magmáticas continentais do planeta, Paraná-Etendeka, é predominantemente basáltica (96%), formada por toleítos de platô extravasados no interior do supercontinente Gondwana, há cerca de 130 Ma. O restante deste vulcanismo bimodal

originou rochas intermediárias, andesitos e, rochas ácidas, dacitos, riodacitos e riolitos, distribuídas em platôs próximos aos limites orientais da Bacia do Paraná e aos limites ocidentais da contraparte africana da província, em Etendeka na Namíbia e Angola.

A extensão da cobertura areal dos produtos do vulcanismo ácido é muito vasta, da ordem de centenas a milhares de quilômetros quadrados e, até hoje, foram encontradas poucas fontes magmáticas de fato relacionadas a esse vulcanismo. Por isso sua origem poderia, logicamente, ser atribuída a processos piroclásticos de enorme magnitude. Os produtos ignimbríticos teriam sido lançados a centenas de quilômetros de suas fontes, talvez localizadas em Messum, na Namíbia, ou então em algum ponto submergido na separação continental (Milner et al., 1995; Miller, 2008). Consequentemente, nesse modelo, não haveria espaço para a hipótese de efusões lávicas, considerando a incapacidade em fluir por longas distâncias e formar tão extensas unidades, inerente da maioria das lavas ácidas, devido, naturalmente, à elevada viscosidade desses magmas.

Em Etendeka, “lugar das montanhas de topo plano”, bem como em outras grandes províncias ígneas, a origem destes vulcanitos ácidos é conferida estritamente a processos piroclásticos capazes de gerar extensos corpos tabulares planos semelhantes aos derrames basálticos de platô, porém formados por ignimbritos que atingiram alto grau de soldagem. Estes, por sua vez, ao adquirirem aspecto de lava depois da soldagem dos piroclastos, acabam por mascarar sua gênese explosiva. Todavia, existem questões em aberto pertinentes à arquitetura e gênese dos corpos félsicos da Província Magmática do Paraná, contraparte sul-americana e suposto espelho de Etendeka.

Em anos recentes, muitos estudos a respeito deste tema estão em andamento na área do Planalto Meridional do Brasil. Mas alguns platôs vulcânicos ácidos mais isolados no Planalto Sul de Santa Catarina e próximos às regiões selvagens da escarpa da Serra Geral ainda carecem de estudos de detalhe. Nesta pesquisa foi escolhida a região de São Joaquim-SC como área de estudo e esta tese relaciona um conjunto de dados litológicos, cartográficos, estratigráficos e geoquímicos da área, justificando-se pela contribuição ao entendimento do flanco norte da Calha de Torres.

1.2 OBJETIVOS

Apresentar os dados geológicos coletados na região de São Joaquim-SC entre 2013 e 2017, acompanhados de interpretações sobre a morfologia original das rochas ácidas,

história eruptiva e modelo de colocação. A ênfase do estudo é dada nos aspectos físicos das rochas, como a arquitetura e geometria dos corpos, sua distribuição espacial (lateral e vertical) e as feições macroscópicas e microscópicas indicativas dos processos geradores. Uma parte do estudo é destinada a correlações estratigráficas e geoquímicas entre as unidades ácidas da Província Paraná-Etendeka.

1.3 HIPÓTESE

No início da pesquisa foi proposta a seguinte hipótese para a formação das rochas:

“O platô vulcânico félsico de São Joaquim teria se formado sobre um extenso planalto basáltico, a partir da efusão de lavas e erupção de piroclastos em alta temperatura, a partir de caldeiras. Os vulcões teriam expulsado fluxos de caráter intermediário a ácido, gerando derrames, localmente domos e principalmente extensas camadas de ignimbritos. Os fluxos piroclásticos, capazes de alcançar dezenas a centenas de quilômetros de distância a partir da fonte, teriam sido soldados, mascarando feições explosivas e, escoado como fluxos viscosos e de aspecto de derrames de lavas verdadeiras de tamanhos descomunais”.

Ao final da tese haverá comentários acerca da validade ou não desta hipótese.

1.4 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

O acesso à área de estudo parte da cidade de São Joaquim, cuja distância do aeroporto da capital do estado de Santa Catarina, Florianópolis, é de 238 km (Figura 1). A partir do aeroporto Hercílio Luz e saindo da Ilha de Santa Catarina, através de BR-282, segue-se até alguns quilômetros antes da cidade de Lages, onde há uma estrada de acesso à rodovia SC-114, que conduz até a cidade de São Joaquim. A partir de São Joaquim, a rodovia SC-110 segue em direção nordeste até novamente encontrar com a BR-282. Seguindo-se pela SC-390 em direção à borda do planalto, tem-se acesso à Serra do Rio do Rastro que faz a passagem para o litoral. A Serra do Rio do Rastro expõe a sequência estratigráfica da Bacia do Paraná, conhecida como Coluna White.

1.5 GEOGRAFIA

O Planalto Meridional do Brasil é interrompido a sul, próximo à divisa entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, pela expressiva escarpa da Serra Geral, formada por uma sequência vulcanossedimentar. Essa escarpa recortada serpenteia paralelamente à costa e abriga uma série de canhões e promontórios muito íngremes, cujas

extremidades compreendem os patamares mais elevados do planalto. Estes platôs coincidem com os pontos culminantes da Província Magmática do Paraná, em torno de 1.800 m de altitude. Nos contrafortes da Serra Geral a espessura da sequência vulcânica sobreposta às rochas sedimentares da Bacia do Paraná atinge até 700 m. A oeste da escarpa expande-se o elevado e dissecado Planalto Sul de Santa Catarina, o qual se suaviza e lentamente se rebaixa em direção ao oeste com uma inclinação de $0,3^\circ$ até transformar-se nas planícies do rio Uruguai. Quanto à hidrografia, os três principais rios que escoam pelo planalto sul, Canoas, Pelotas e Lava-Tudo, nascem no interior do Parque Nacional de São Joaquim e afluem ao rio Uruguai (Figura 2). No planalto estão distribuídas delgadas e erodidas sequências vulcânicas ácidas. Estas criam um relevo em platôs remanescentes da ampla superfície cretácea outrora conjugada a Etendeka

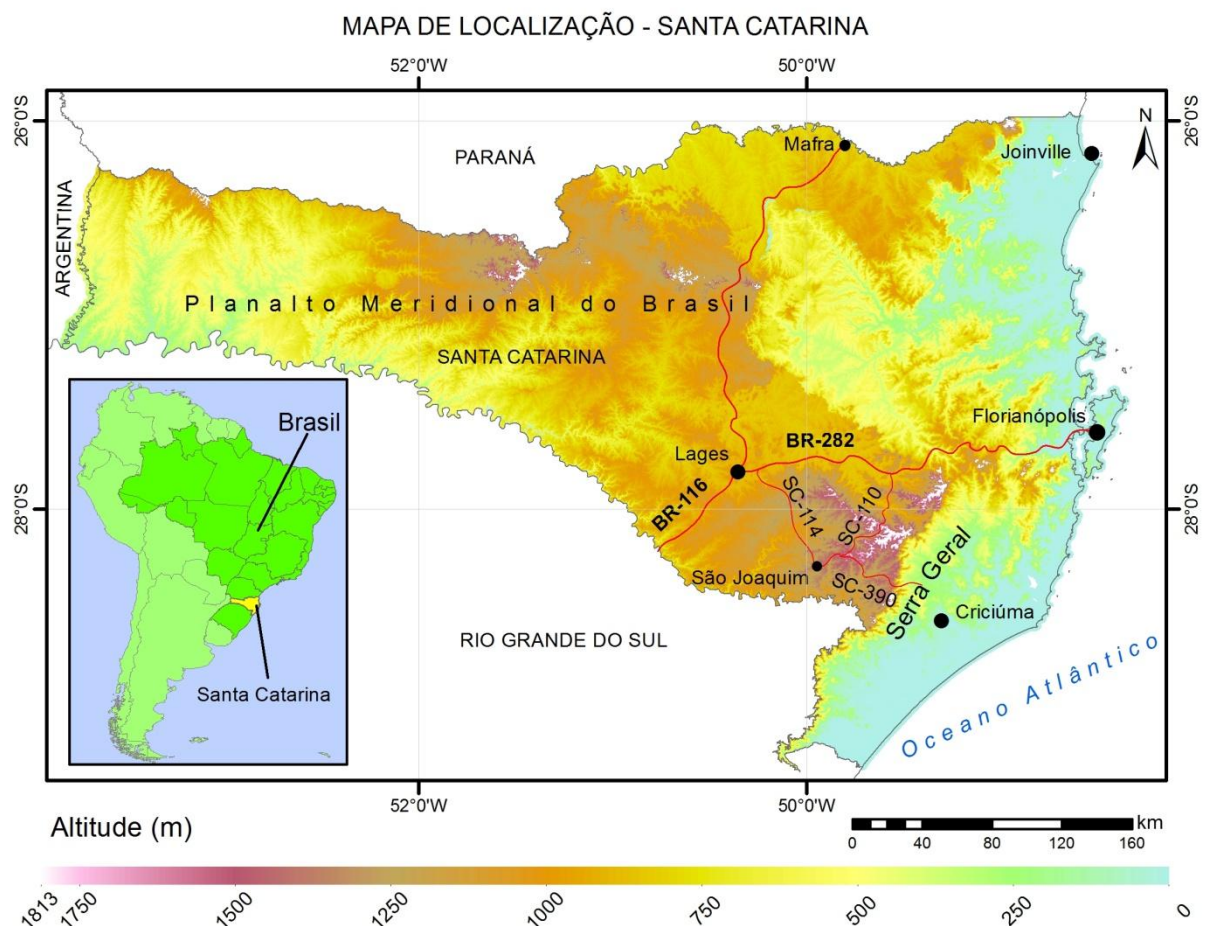


Figura 1: Mapa de localização do Estado de Santa Catarina com os acessos à cidade de São Joaquim-SC.

O platô de São Joaquim corresponde em termos gerais a uma área de 270 km² cujo substrato rochoso é de natureza félsica, o relevo é predominantemente suave e altitudes variam desde 1.000 m na sua porção oriental até 1.445 m no extremo noroeste. Esse platô

levemente inclinado e de limites íngremes divide-se em duas cristas que se prolongam como interflúvios em direção ao oeste-sudoeste, sendo a meridional mais longa e sem descontinuidades. Sua geomorfologia é marcada por colinas entremeadas por várzeas.

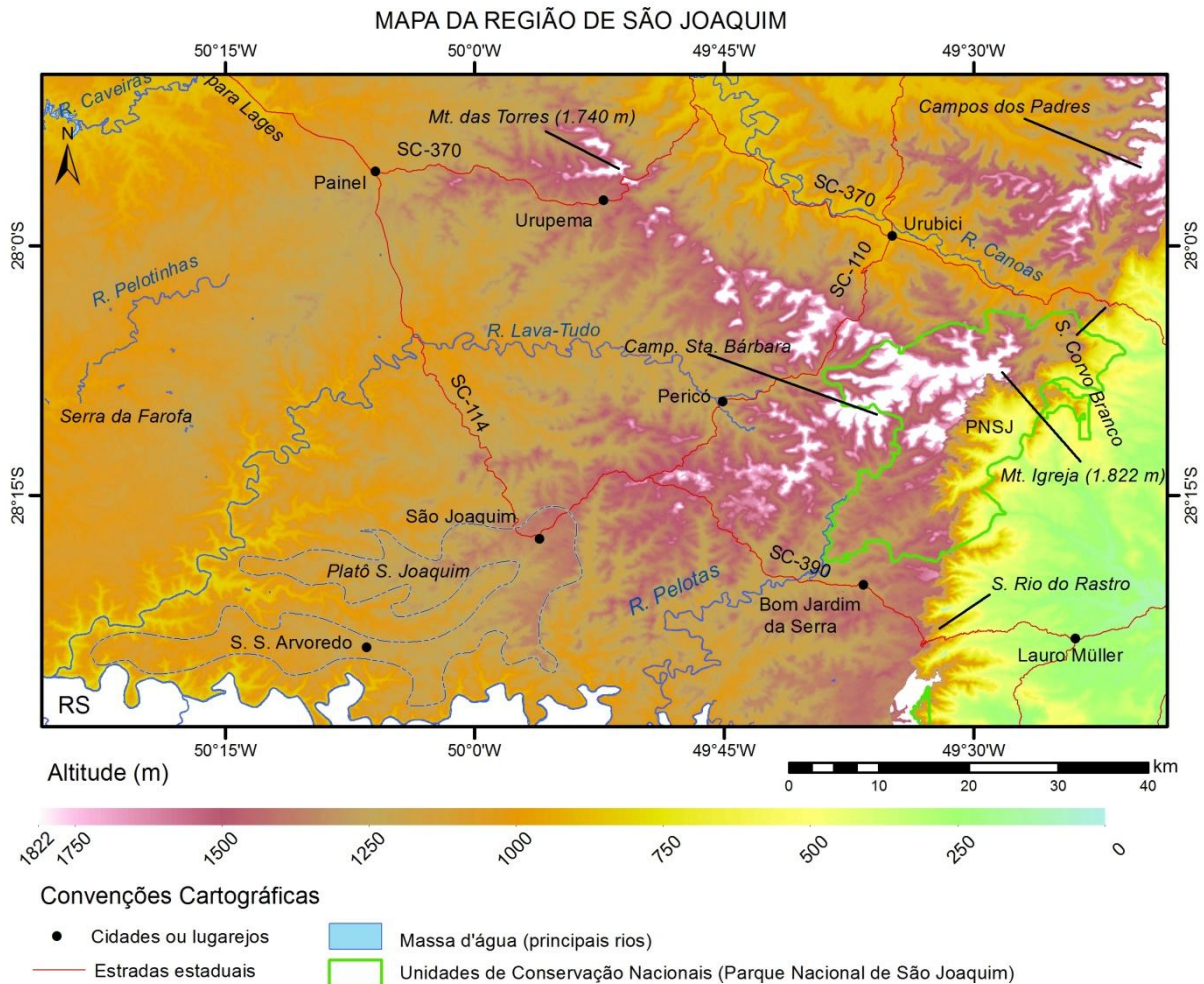


Figura 2: Mapa físico da região de São Joaquim.

De acordo com o Manual de Geomorfologia do IBGE (2012), o termo morro-testemunho ou mesa é aplicado:

“...a um relevo residual de topo plano, limitado por escarpas, resultante do recuo pela erosão de frente de *cuesta* ou de outras escarpas de relevos tabuliformes formados em rochas sedimentares ou excepcionalmente em derrames vulcânicos; ocorre nas depressões periféricas, precedendo frentes de planaltos sedimentares ou sobre estes planaltos, chapadas e tabuleiros, assinalando contato de rochas de resistências diferentes ou limites de recuo de erosão.”

No caso do platô de São Joaquim não será usado o termo “mesa”, pois este termo faz referência à forma original dos corpos vulcânicos ácidos (Cas & Wright, 1987) e, portanto, esse termo será empregado para descrever os produtos originais do vulcanismo na área de estudo. O relevo atual é descrito como em “platôs”.

Morros-testemunhos também formados por rochas félsicas encontram-se separados do platô principal de São Joaquim, como é caso do Morro das Torres (1.740 m) em Urupema, localizado 40 km a norte da cidade de São Joaquim e Morro do Cruzeiro (1.610 m) localizado 15 km a nordeste desta cidade. Seguindo nesta direção ao Parque Nacional de São Joaquim, o relevo torna-se cada vez mais montanhoso e é possível acompanhar platôs estreitos ou cristas formadas por rochas félsicas, de distribuição areal reduzida. Ao atingir-se a região dos Campos de Santa Bárbara no interior setentrional do Parque, a unidade félsica expande-se novamente nas cotas acima de 1.650 m, formando um pequeno platô com feições tabulares semelhantes aos platôs de Grootberg, na Namíbia (cujas rochas são correlacionáveis às da região do Planalto Sul de Santa Catarina; Figura 3).

2.0 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E RECONHECIMENTO REGIONAL

Primeiramente foram levantados os dados cartográficos da região, disponíveis em base digital nos sítios eletrônicos do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e da EPAGRI-SC (Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina). Foram adquiridos os arquivos *raster* e *shapefile* das seguintes cartas topográficas de escala 1:50.000: Urubici, Aiurê, Pedras Brancas, Urupema, Pericó, Bom Jardim da Serra e São Joaquim. Os dados planialtimétricos das cartas na escala 1:100.000 de São Sebastião do Arvoredo e de São Joaquim estão disponíveis apenas em formato *shapefile*. A primeira edição das cartas data de 1976.

As cartas topográficas foram impressas na escala original e usadas no reconhecimento regional da geomorfologia e toponímia, por meio de um roteiro com veículo motorizado por cerca de 400 km. Com base nessa etapa de reconhecimento, propôs-se a delimitação do polígono da área de estudo. Observa-se que rochas félsicas ocorrem em praticamente todas as regiões de topo da parte oriental do planalto sul de Santa Catarina, cuja área total é de cerca de 8.000 km², mas que sua significativa ocorrência consiste nos arredores da cidade de São Joaquim, ocupando um platô.

Foi feito um trabalho de integração e atualização de dados planialtimétricos e de toponímia da área de estudo com base em imagens de satélite de alta definição cedidas pela extensão *World Imagery* do programa *ArcMap* versão 10.1 (licença fornecida pela CPRM).

Com base nas imagens, foi realizado o traçado de estradas e caminhos não existentes nas cartas topográficas de 1976. Além disso, os contornos das unidades vulcânicas propostas no trabalho foram delimitados com a ajuda dessas imagens, bem como a identificação de pedreiras. As imagens são *DigitalGlobe*, têm resolução de 0,5 m e datam do inverno de 2010.

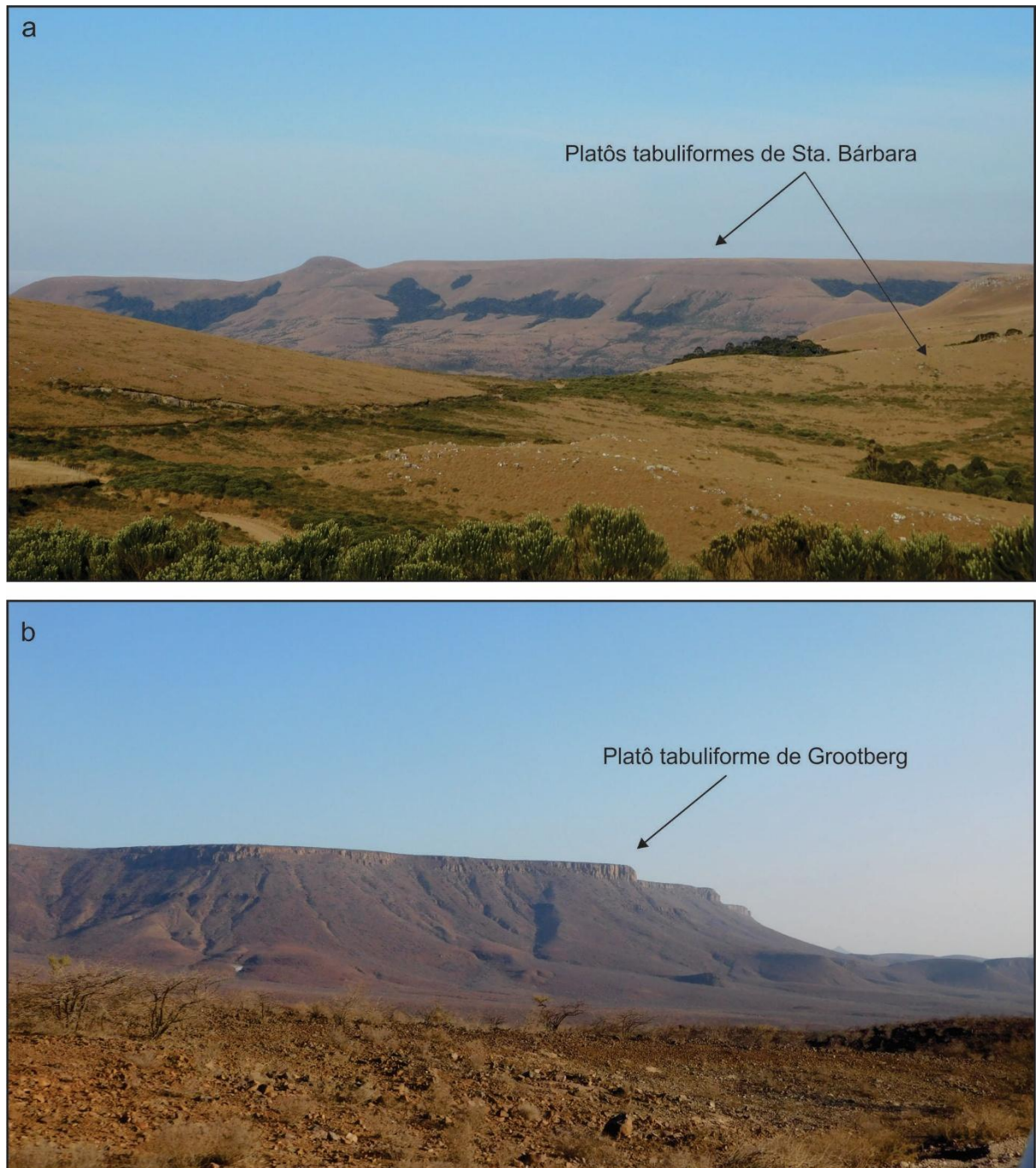


Figura 3: Platôs vulcânicos sustentados por camadas de rochas félsicas da Província Magmática Paraná-Etendeka; (a) região montanhosa de Sta. Bárbara no interior do Parque Nacional de São Joaquim em Santa Catarina com altitude máxima de 1.740 m (UTM 22S 638454/6883376); (b) vista dos platôs tabulares do Passo de Grootberg (1.600 m), noroeste da Namíbia (UTM 33S 406078/7800582).

Imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) dos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul foram obtidas no sítio eletrônico da Embrapa – Monitoramento por Satélite, no formato GEOTIFF (16 bits) e têm resolução de 90 m. Essas imagens foram usadas para a montagem do mapa de localização e acesso. Ademais, foram processadas no programa *Global Mapper*, com o objetivo de gerar curvas de nível equidistantes em 20 m para todo o planalto sul de Santa Catarina. Como a carta topográfica São Sebastião do Arvoredo (1:100.000), que envolve o oeste da área de estudo, contém curvas de nível equidistantes em 40 m e as demais cartas 1:50.000, curvas de nível equidistantes em 20 m, optou-se por usar as curvas de nível geradas a partir da imagem SRTM para a montagem do mapa base. Foram confeccionados três mapas base em escala 1:25.000, contemplando as áreas oeste, centro e leste da área de estudo.

O geoprocessamento dos dados adquiridos em campo foi realizado no programa *ArcMap* versão 10.1, cuja licença de uso e das extensões foi disponibilizada pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil). Foi utilizado o datum WGS-84 (equivalente ao SIRGAS 2000) na confecção dos mapas.

2.2 COLETA DE DADOS

2.2.1 No Brasil

As etapas de campo no Brasil foram realizadas nas seguintes datas: 05-10/10/2013, 20-25/01/2016, 18-22/07/2016 e 14-18/10/2016. Ao todo foram descritos 157 afloramentos e realizada a coleta de amostras para análise petrográfica e geoquímica. A sigla utilizada na identificação dos afloramentos é SJ (São Joaquim) seguido da numeração do ponto. Na identificação das amostras é atribuída uma sequência alfabética quando existe mais de uma amostra por afloramento (SJ-01-A, SJ-01-B).

2.2.2 Na Namíbia

No âmbito científico e acadêmico, o objetivo principal da viagem foi o reconhecimento das rochas vulcânicas da contraparte africana da LIP Paraná-Etendeka. A familiarização com as unidades geológicas africanas correlatas às brasileiras é de grande importância para os avanços no entendimento das grandes províncias ígneas e geodinâmica da ruptura do Gondwana e abertura do Atlântico Sul.

Ainda no âmbito científico, a viagem teve como objetivo a coleta de amostras pertencentes à sequência vulcânica ignimbrítica do Grupo Etendeka para trabalho de correlação entre unidades litológicas descritas no Brasil como sendo de origem lávica.

O reconhecimento das rochas de Etendeka e região se deu por meio de uma excursão de campo guiada pelo pesquisador Dr. Dougal Jerram da Universidade de Oslo e diretor da *DougalEARTH Ltd.* A excursão teve o acompanhamento do professor Dr. Ansgar Wanke, chefe do Departamento de Geologia da Universidade da Namíbia (UNAM). Participaram também dois pesquisadores noruegueses, Ellen Eckhoff Planke e Sverre Planke da *Volcanic Basin Petroleum Research*, dois geólogos e estudantes de mestrado namibianos, Lohmeier Lionel Eiseb e Keron Rosinha-c Domingo da empresa *TriStone Africa*, geólogo Ralph Julian Muyamba do Serviço Geológico da Namíbia e geólogo Ben Hayes, estudante britânico de pós-doutorado da Universidade de Witwatersrand. Dois geólogos brasileiros, Pedro Henrique Vogt Silveira (Sanepar) e Mariane Dornas Martins (CPRM) acompanharam o trabalho e me auxiliaram na logística da viagem e coleta e transporte das amostras.

2.3 ANÁLISES PETROGRÁFICAS

Ao todo foram descritas 65 seções delgadas. Destas, nove são de amostras coletadas em Etendeka. A Tabela 1 relaciona os detalhes acerca da confecção e data de entrega das seções. As análises foram feitas na CPRM/Residência de Fortaleza, em microscópio petrográfico binocular *Olympus BX51*. Por meio do programa *AnalySIS Starter* e câmera fotográfica acoplada ao microscópio *Infinity*, foram obtidas as fotomicrografias.

Tabela 1: Confecção das seções delgadas.

Laboratório	Nº de seções	Entrega
Laboratório de Laminação (LAMIN) da UFPR (Univ. Federal do Paraná)	35	02/2014
Laboratório de Laminação da REFO (Residência de Fortaleza - CPRM).	08	10/2015
Laboratório de Laminação da UFC (Univ. Federal do Ceará).	10	03/2016
Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) da UFPR	12	12/2016

2.4 ANÁLISES GEOQUÍMICAS

O total de amostras destinadas às análises geoquímicas é de 55. Destas, oito são oriundas da etapa de campo em Etendeka e as outras 47 são da região de São Joaquim. A Tabela 2 mostra os laboratórios responsáveis pelas análises.

As análises foram realizadas por meio de fluorescência de raios X. Os óxidos maiores, analisados a partir de pastilhas fundidas, são expressos em porcentagens em peso de óxidos: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e P₂O₅. Os elementos traços,

cujas concentrações são menores do que 0,1% (1.000 ppm) da alíquota, foram analisados em pastilhas prensadas e são expressos em ppm (partes por milhão) ou em µg/g (micrograma por grama, representação adotada nesse documento): Cr, Ni, Ba, Rb, Sr, La, Ce, Zr, Y, Nb, Cu, Zn, Co, V e Ga. Os valores de LOI (*loss on ignition*) das amostras variam entre 0,59 % até 3,07 %. O apêndice 12.1 contém as tabelas de sumarização dos resultados das análises químicas. Os dados químicos dos óxidos foram recalculados para 100% em base anidra. O tratamento dos dados se fez por meio de diagramas de classificação e diagramas de variação binários e a construção dos mesmos foi realizada no programa Igpet.

Tabela 2: Dados das análises geoquímicas.

Laboratório	Amostras	Análises	Entrega
UNESP-Rio Claro (25 amostras)	SJ-05, SJ-10, SJ-12, SJ-17, SJ-18, SJ-30, SJ-32, SJ-36, SJ-48, SJ-54, SJ-55 A, SJ-74 SJ-77, SJ-88 B, SJ-104 SJ-105 A, SJ-105 B, SJ-107 SJ-108, SJ-118, SJ-119 SJ-120, SJ-121, SJ-123, SJ-125	Óxidos SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , MnO, MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O e P ₂ O ₅ Traço Cr, Ni, Ba, Rb, Sr, La, Ce, Zr, Y, Nb, Cu, Zn, Co, V e Ga	04/2015
LAMIR (UFPR)			
Etapla 1 (14 amostras)	SJ-15-B, SJ-22, SJ-28-D SJ-40, SJ-52, SJ-82, SJ-83 SJ-228-A, SJ-228-B, SJ-229-A, SJ-230-A, SJ-235, SJ-237 SJ-240	Óxidos SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , MnO, MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O e P ₂ O ₅ Traço Ba, Cr, Cu, Nb, Ni, Rb, Sr, Y, Zr e Zn	04/2016
Etapla 2 (16 amostras)	EK-GG-1, EK-GG-2, EK-GG-3, EK-SB-1, EK-SB-2, EK-AW-1, EK-AW-2, EK-AW-4, SJ-44, SJ-45, SJ-58, SJ-64, SJ-65, SJ-241, SJ-244, SJ-254	Idem etapa 1.	11/2016

2.5 TERMOS EMPREGADOS NESTA TESE

Alguns dos termos abaixo têm sua explicação baseada nos autores que os propuseram. Outros recebem uma explicação sobre seu uso neste trabalho.

Large Igneous Provinces (LIPs): eventos magmáticos intraplaca que envolvem principalmente geração de volumes de magma máfico superiores a 100.000 km³ e por vezes superiores a 1.000.000 km³ (Ernest, 2014).

Platôs: empregado para descrever as formas atuais do relevo (IBGE, 2012);

Mesas: em referência à paleoforma de relevo vulcânico, conforme empregado por Cas & Wright (1987): “as quais são lavas com forma aproximadamente plana e circular formando corpos em forma de bolachas.” – pg. 81.

Vitrófiro: Qualquer rocha porfirítica que possui matriz vítrea (USGS).

Pitchstone: Utilizado aqui como qualquer rocha félsica formada predominantemente por vidro vulcânico (>50%). Difere da obsidiana por ter brilho menos vítreo e mais graxo.

Lava-like: Semelhante à lava. Usado aqui como produtos vulcânicos não efusivos que se assemelham a rochas geradas por lavas verdadeiras (efusivas).

Ignimbrito: como processo – fluxos de piroclastos pumíceos ou correntes de densidade piroclásticas com fluxo de púmices (Cas & Wright, 1987; Murcia et al., 2013); como produto – depósito gerado pelo processo independentemente do grau de soldagem ou volume destes depósitos (ex. “camadas de ignimbritos subjaziam os derrames de lavas riolíticas”).

3.0 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 ATIVIDADES VULCÂNICAS

O vulcanismo não é um processo exclusivo do planeta Terra. O Monte Olimpo, localizado no planalto de Tharsis da região equatorial marciana, erigindo-se 25 km acima da superfície circundante, compreende o mais alto vulcão conhecido, cuja base estende-se por cerca de 600 km e as paleocaldeiras alargam-se por 85 km em seu cimo (Mouginis-Mark & Robinson, 1992). A título de comparação, este edifício vulcânico tem aproximadamente 2,3 vezes a altura do vulcão terrestre havaiano Mauna Loa com 9 km de altura desde o assoalho oceânico e 120 km de diâmetro basal (Basilevskaya et al., 2006). De acordo com estes autores, o Monte Olimpo e outros vulcões de Tharsis têm a mesma geometria dos vulcões terrestres em escudo e são de composição basáltica.

Quando a missão Voyager descobriu atividade vulcânica em Io, satélite de Júpiter, a composição das lavas foi estimada como predominantemente sulfurosa, bastante diferente do vulcanismo terrestre (Sagan, 1979). Observações posteriores identificaram vulcanismo silicático e a missão Galileo mostrou que este é efusivo e dominante, mas lavas sulfurosas e atividades piroclásticas ocorrem também de forma extensiva (Davies et al., 2000, 2010).

Enquanto o vulcanismo máfico/ultramáfico de Io é controlado pelas poderosas marés do satélite, o qual se aquece ao distorcer-se em sua órbita próxima ao gigante Júpiter, em Marte o cenário é mais parecido com aquele da Terra e seu vulcanismo se deu em espasmos durante um período da ordem de 1 a 2 Ga (Wilson & Head, 2009). Ao passo que na Terra, há 130 Ma, se formavam os extensos campos vulcânicos no interior do Gondwana como prenúncio da ruptura continental, em Marte se multiplicavam as caldeiras dos cumes dos vulcões de Tharsis. As últimas erupções ocorreram há cerca de 2,4 Ma nas encostas do Monte Olimpo (Neukum et al., 2004).

Como a pressão atmosférica de Marte é de apenas 1% a da Terra, verifica-se um maior grau de fragmentação do magma e erupções vulcânicas mais explosivas. A baixa pressão atmosférica permite a exsolução mais ampla dos voláteis, ou seja, mais tipos de voláteis se expandem; e todas as bolhas formadas a partir dos voláteis descomprimidos sofrem maior expansão do que na Terra (Wilson & Head, 2009). Portanto, magmas com a mesma composição se comportam de forma diferente nos dois planetas. Magmas máficos

marcianos tendem a se fragmentar, gerar correntes piroclásticas e originar ignimbritos máficos, ausentes ou raríssimos na Terra (Wilson & Head, 2009).

3.2 PROCESSOS E PRODUTOS VULCÂNICOS TERRESTRES

A Terra é singular em múltiplos aspectos. Porém sua geodinâmica talvez seja o mais importante de todos eles, pois é a capacidade de sua crosta em se reciclar que permite a constante renovação de todas as outras esferas do planeta, incluindo a evolução e perpetuação da vida. Entender a tectônica global é parte intrínseca da busca pelo conhecimento sobre o funcionamento do planeta. E atrelado à tectônica global, o vulcanismo terrestre ocorre em diversos ambientes geológicos, os quais favorecem a formação de determinados tipos de magma que por sua vez criam cenários vulcânicos específicos.

Os principais fatores que controlam o tipo de vulcanismo são inerentes ao magma: composição, conteúdo e composição de voláteis dissolvidos, bolhas e cristais e temperatura, fatores que associados às condições de pressão, determinam a viscosidade do magma. A geometria do conduto, a velocidade com que o magma ascende e extravasa e o ambiente (subaéreo/aquoso) onde ocorre o extravasamento também controlam o estilo eruptivo.

Existem dois tipos elementares de erupção: explosiva e efusiva. Erupções explosivas ocorrem quando a descompressão do magma gera a nucleação e dispersão de bolhas e consequente fragmentação e ejeção de magma particulado na forma de piroclastos (do grego *pyro*= fogo/ *klastos*= quebrado). As erupções efusivas ocorrem, generalizando, quando o conteúdo de voláteis do magma é mais baixo ou, quando a própria baixa viscosidade do magma permite a aglutinação desses voláteis em bolsões gasosos maiores que se deslocam através do conduto em direção à atmosfera sem haver, portanto, a fragmentação do magma. Os produtos de erupções efusivas são derrames e domos de lavas (Figura 4). Os produtos de erupções explosivas são depósitos piroclásticos de variadas geometrias. Ambos, processos efusivos e piroclásticos, criam, quando atuam isoladamente, depósitos vulcânicos distintos, como derrames de lavas ou depósitos de queda, mas podem se associar e construir edifícios vulcânicos complexos em conjunto, como os estrato-vulcões. Estes são produtos vulcânicos primários. Os produtos secundários são formados a partir de ressedimentação ou retrabalhamento das partículas vulcânicas dos depósitos primários.

McPhie, Doyle & Allen (1993) dividiram texturalmente os produtos vulcânicos em duas categorias: *vulcanoclásticos* e *coerentes*. Fluxos coerentes se processam quando não há qualquer fragmentação da lava. A classe dos vulcanoclásticos, formada por partículas vulcânicas, é subdividida em *autoclásticos*, *piroclásticos*, *ressedimentados* e *sedimentares vulcanogênicos (epiclásticos)*. Essa classificação pode variar sutilmente de autor para autor.



Figura 4: Domo de lava riolítica construído após a erupção de 2008 do Vulcão Chaitén, sul do Chile (escala: 300 m de altura). UTM 18S 691548/5254648; 920 m).

Aqui será considerado o fluxograma de Murcia et al. (2013), com algumas adaptações (Figura 5). Os depósitos autoclásticos são primários e constituídos por autoclastos gerados por fragmentação da lava por resfriamento em contato com o ar (*quenching*) e posterior movimentação do corpo lávico (autobrechação). Caso a fragmentação tenha ocorrido em contato com água ou gelo, as partículas são denominadas hialoclastos. Depósitos piroclásticos são primários e formados por piroclastos criados em erupções explosivas; estes depósitos se subdividem em uma série de tipos em vários cenários ambientais (Figura 5). Depósitos ressedimentados são secundários e formados pela rápida remoção e ressedimentação de partículas vulcânicas não modificadas texturalmente,

como ocorre numa avalanche de escombros na encosta de um vulcão ou então em um *lahar*. Os depósitos sedimentares vulcanogênicos ou epiclásticos resultam do retrabalhamento e redeposição de rochas vulcânicas por processos da dinâmica superficial do planeta.

3.3 FLUXOS COERENTES X CORRENTES DE DENSIDADE PIROCLÁSTICAS CONCENTRADAS

Os únicos processos capazes de gerar rochas félsicas litoidais extensas são as próprias lavas como fluxos coerentes viscosos em situações específicas e os fluxos piroclásticos passíveis de soldagem em grandes extensões, os ignimbritos (Figura 5).

A propriedade física fundamental que controla o comportamento dos magmas durante a colocação em superfície e irá nortear a forma do depósito é a viscosidade (resultado da temperatura, composição química e conteúdo de voláteis (H_2O)); já a soldagem e o reomorfismo dos ignimbritos são controlados ainda pela viscosidade dos piroclastos, a espessura do depósito e a velocidade das erupções (Henry & Wolff, 1992).

3.3.1 Lavas

As lavas são fluxos coerentes de magma em erupção durante atividade vulcânica efusiva e podem originar derrames, mesas, domos e *coulées*. Composição (teor de sílica), conteúdo de voláteis e cristais, temperatura, viscosidade, taxa de efusão e inclinação do terreno são os principais fatores que controlam a morfologia das lavas subaéreas (Cas & Wright, 1987). As lavas riolíticas tendem a ser mais viscosas e a se movimentarem lentamente. O púmice não é exclusivo de erupções explosivas; lavas ácidas podem extravasar derrames ou domos espessos compostos por púmice bandado (Figura 6).

A razão de aspecto (*aspect ratio*) de uma lava resulta do valor da espessura média do corpo dividido pelo diâmetro médio do mesmo. Lavas extensas e pouco espessas (geralmente lavas basálticas) têm razões baixas enquanto lavas curtas e espessas têm razões mais elevadas (geralmente lavas riolíticas).

Edifícios vulcânicos compostos por lavas do tipo *spatter*, aglutinadas e clastogênicas (ou lavas *fountain-fed*, alimentadas por fontes) são geralmente formados por erupções de magmas máficos ou ácidos peralcalinos (Head & Wilson, 1989 *apud* Selfie et al., 2008). Segundo Self et al. (2008) se o magma for quente o suficiente, pobremente fragmentado e com viscosidade suficientemente baixa para permitir a “soldagem” pelo impacto da lava aspergida, ele formará camadas desta lava aspergida (*spatter*) em volta da fonte vulcânica.

Em alguns casos a temperatura é alta o suficiente para que o material venha a fluir depois da deposição e alimente bolsões de lava ou derrames/fluxos sem raízes, ou seja, não conectados com a fonte.

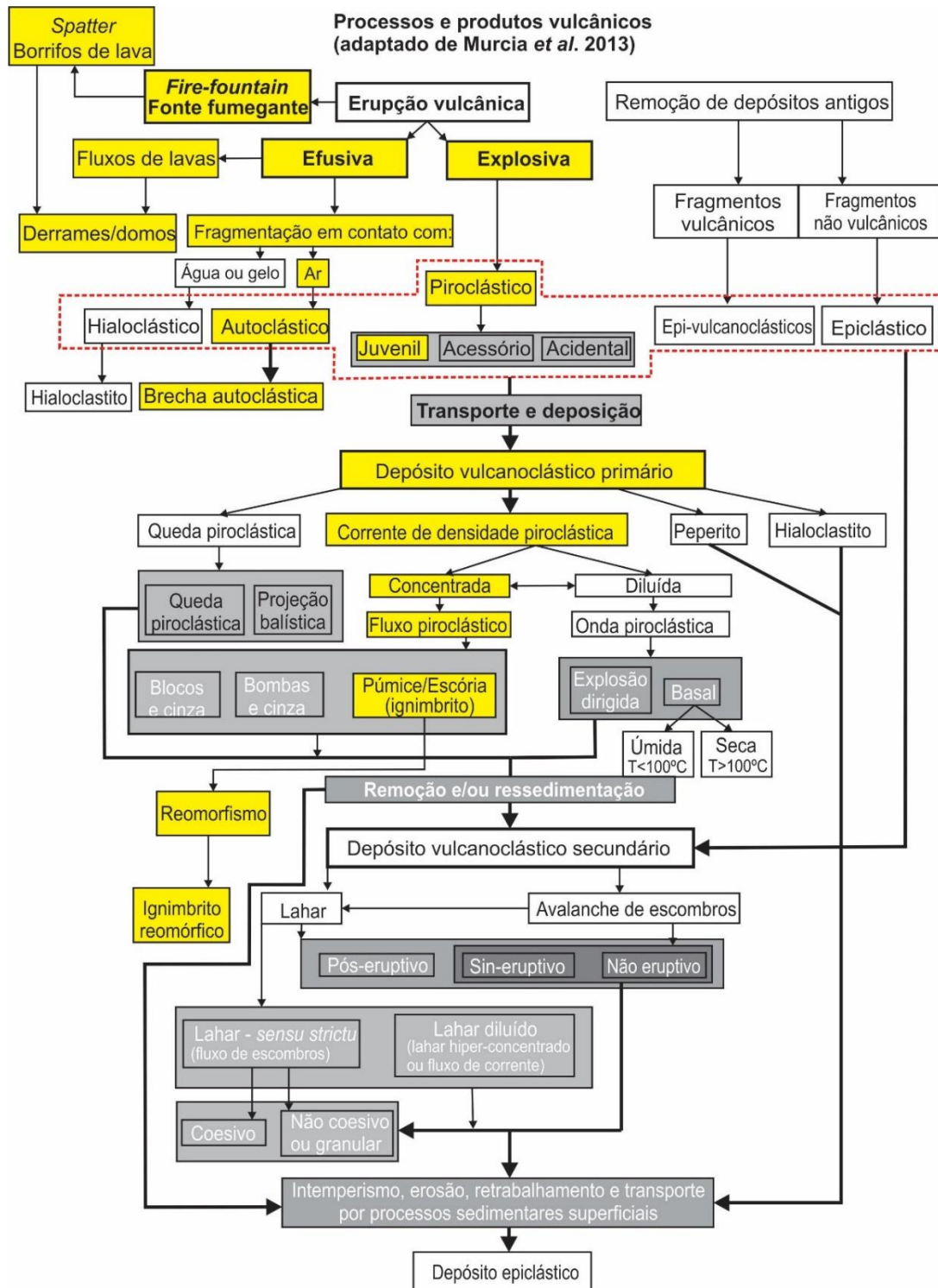


Figura 5: Processos e produtos vulcânicos. Os retângulos amarelos referem-se aos processos/produtos que serão enfatizados na revisão bibliográfica por estarem relacionados ao tema da tese. A linha tracejada inclui todos os processos vulcanoclásticos. Adaptado de Murcia et al. (2013); a figura original não contempla os processos efusivos nem os de modificação dos ignimbritos.

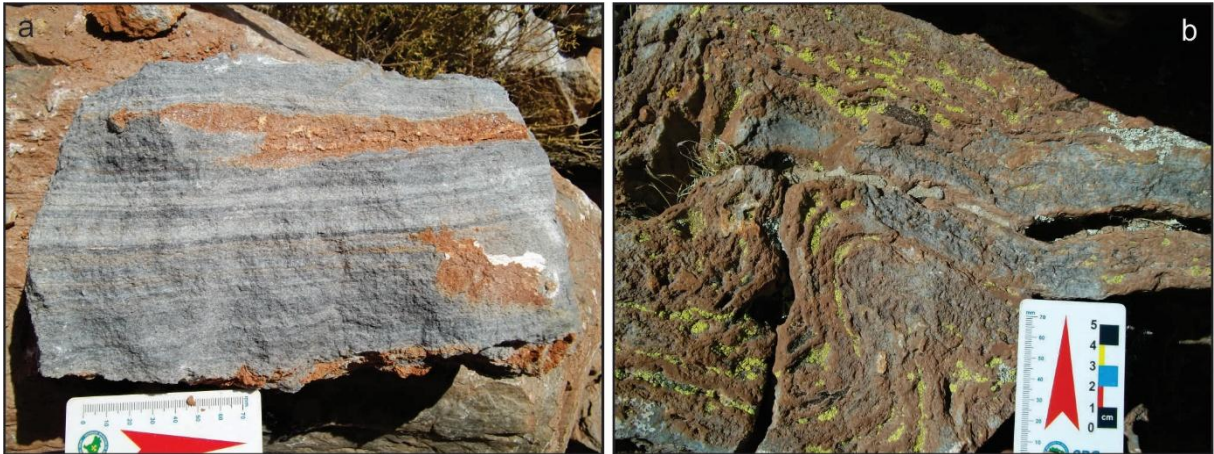


Figura 6: Lavas riolíticas viscosas e vesiculadas (a) formando púmices não fragmentados com dobras de fluxo (b). Local: próximo a San Antonio de los Cobres, Andes Centrais.

3.3.2 Ignimbritos

De acordo com Cas & Wright (1987), o termo ignimbrito se refere à rocha ou ao depósito formado a partir de fluxos piroclásticos de púmices independentemente do grau de soldagem ou volume destes depósitos. Ignimbritos resultam da deposição de piroclastos pumíceos transportados por correntes de densidade piroclástica concentrada. Diferentemente das ondas piroclásticas (correntes diluídas; *ground surge* e *base surge*), os ignimbritos podem passar pelo processo de soldagem em certas condições (Figura 7).

3.3.3 Interface Efusiva-Explosiva: Soldagem, Reomorfismo, *Lava-Like* e Lavas

Ignimbrito soldado é aquele que devido à espessura do corpo, temperatura, calor retido e carga, adquire textura eutaxítica, onde se observa o colapso e orientação preferencial dos púmices na forma de *fiammes* ou fitas cada vez mais achatadas conforme mais intensa é a soldagem. Em ignimbritos intensamente soldados as texturas piroclásticas podem ser obscurecidas localmente e texturas denominadas de *aparentemente coerentes* podem se desenvolver. Nessa situação os *shards* podem estar completamente coalescidos e indistinguíveis (McPhie, Doyle & Allen, 1993).

Devido à variedade de depósitos piroclásticos de alto grau de soldagem, diferentes modelos têm sido propostos para a origem e colocação destes fluxos de alta temperatura (Sommer et al., 2011; Figura 8). Há divergências entre os autores quanto ao uso dos termos e ao entendimento do processo de soldagem de alto grau. Por isso, alguns termos precisam ser definidos.



Figura 7: Ignimbrito soldado com textura eutaxítica exibe fragmentos de púmice (cinza escuro) achatados e orientados preferencialmente. Observa-se que neste estágio de soldagem o ignimbrito é ainda claramente distinguível de uma rocha de origem lávica. Local: Andes Centrais.

Wolff & Wright (1981) e Henry & Wolff (1992) usam o termo *reomorfismo* e os produtos gerados (*reognimbrito*, *ignimbrito reomórfico* ou *tufo reomórfico soldado*) especificamente para descrever depósitos formados quando o fluxo particulado primário de alta temperatura é primeiramente assentado, então soldado e depois deslocado como fluxo secundário, viscoso e coerente, semelhante ou igual ao fluxo de lava (Figura 8 a). Esse entendimento traz a ideia de que nenhum reomorfismo poderia ocorrer durante o transporte e deposição do fluxo piroclástico primário, mas somente em momento pós-colocação.

Segundo Branney *et al.* (1992) em ignimbritos de extremo alto grau (alta temperatura) que fluem por certa distância como uma lava verdadeira (*lava-like*), qualquer distinção entre os processos de “soldagem primária” e “fluxo viscoso laminar secundário”, ou entre as estruturas resultantes, é arbitrária. Por exemplo, a parte basal não particulada (ou seja, coerente) de um fluxo vulcânico estratificado estaria sujeita ao cisalhamento viscoso e contorção enquanto a parte remanescente particulada do fluxo continuaria em movimento e ultrapassaria a primeira por cima. Esta deformação viscosa resultaria tanto do cisalhamento conferido pelo fluxo da parte superior e, simultaneamente, da deposição

gravitacional, que pode continuar depois de todo o fluxo deixar de ser particulado (Figura 8c). Neste caso, fluxo não particulado sin- e pós-deposicional não seriam processos distinguíveis. Portanto, devido à dificuldade em saber se um ignimbrito de extremo alto grau foi primeiramente assentado inteiramente como um corpo particulado que foi soldado e remobilizado posteriormente, usar o termo “reognimbrito” no entendimento restrito de Wolff & Wright (1981) e Henry & Wolff (1992) é de pouco valor. Por causa dessas limitações seria mais apropriado o uso do termo *reomorfismo* para descrever todas as estruturas de fluxo viscoso em ignimbritos de extremo alto grau, como dobras, lineações não particuladas, texturas compactadas, estruturas em rampa etc. (Branney et al., 1992; Andrews & Branney, 2011).

O termo *lava-like*, de acordo com Henry & Wolff (1992), nasceu em referência a uma rocha idêntica à formada por lavas ácidas verdadeiras, a não ser pela sua extensão areal muito maior, semelhante a dos ignimbritos extensos; portanto esta seria a conotação morfológica para o termo. Segundo os mesmos autores, há uma conotação genética para o termo “ignimbrito *lava-like*” ou “tufo *lava-like*”. Neste caso, o processo de deformação e soldagem ocorreria durante o fluxo primário através do processo denominado de *aglutinação* dos piroclastos (Henry et al., 1989; Schminke & Swanson, 1967; Figura 8 b). Mas de acordo com Henry & Wolff (1992), não haveria necessidade da existência do termo *lava-like*, visto que a maioria das unidades félsicas extensas anteriormente classificadas como ignimbritos *lava-like* (como as das regiões de Lebombo e Rooiberg na África do Sul) foram posteriormente reinterpretadas como lavas verdadeiras de grande extensão. O termo *reognimbrito* seria capaz e suficiente para descrever os ignimbritos de alto grau de soldagem que se assemelham aos produtos lávicos. É válido ressaltar que existem reognimbritos de pequena extensão também.

Enfim, talvez a maneira mais adequada de visualizar essa interface confusa entre processos vulcânicos de alta temperatura, seria o *continuum*, proposto por Branney & Kokelaar (1992), entre ignimbritos não soldados e derrames de lavas alimentados por fontes fumegantes. Nesse *continuum*, conforme há incremento de temperatura, decréscimo na viscosidade das partículas e no campo de tensão, há diminuição da altura da coluna eruptiva e na capacidade explosiva do processo (diminuição da fragmentação) (Figura 9).

Semelhante ao *continuum* de Branney & Kokelaar (1992), Manley (1992) resume os três modos de colocação para as unidades ácidas extensas: (1) grandes erupções explosivas

geradoras de colunas eruptivas baixas criam uma corrente de densidade piroclástica que origina um ignimbrito que, se for suficientemente quente, pode soldar-se e continuar se movendo como um fluxo de lava “secundário” (Ekren et al., 1984 *apud* Milner, 1986). Próximo à fonte, onde a colocação ocorre exclusivamente como um fluxo de púmices, o corpo é facilmente identificado como ignimbrito, mas em posições distais onde o fluxo viscoso predomina, o corpo se assemelha a um derrame de lava; (2) erupções do tipo *fire-fountain* ou *spatter* alimentam um fluxo de lava (Duffield, 1990). Neste caso, as texturas *spatter* (borrifos) são encontradas, quando preservadas, apenas nas proximidades da fonte enquanto o restante da unidade se assemelha a um fluxo de lava primário; (3) extrusões de lavas coerentes na forma de fluxos lávicos primários (Bonnichsen, 1982b). No primeiro caso (1), os fluxos piroclásticos são capazes de cobrir grandes áreas e os fluxos viscosos secundários poderiam fluir além dos limites do ignimbrito original, podendo dessa maneira expandir a área da unidade; nos casos (2) e (3) qualquer movimento da lava ocorre como fluxo viscoso.

De acordo com Henry & Wolff (1992) o extravasamento das lavas extensas poderia ocorrer como efusões contínuas ou conforme o conceito de fontes fumegantes (*fire-fountaining*) com certa capacidade explosiva de Duffield (1990). Os autores salientam que esta abordagem mostra apenas *como* o magma é colocado na superfície, mas não deixa claro em *qual* forma ele é extravasado. Por exemplo, baixas colunas piroclásticas ou fontes piroclásticas, dependendo da granulometria e da viscosidade dos piroclastos, poderiam produzir tanto um fluxo particulado fluidizado como uma lava alimentada por borrifos (*spatter-fed lava*). Segundo os autores, os ignimbritos reomórficos de alto grau se originariam de fontes piroclásticas baixas (colapso de colunas eruptivas) com regime termal conservativo (sem perda de calor) e, as lavas, seriam *spatter-fed* ou produtos de efusão direta e contínua.

Os magmas geradores das grandes extensões de rochas *lava-like* seriam anidros (0-2% peso de água), o que os permitiria sustentar temperaturas mais altas entre 850 e 1.100°C conforme observado em vários campos vulcânicos (Henry et al., 1989; Green & Fitz III, 1993; Bristow, 1989; Bellieni et al., 1984, 1986; Petrini et al., 1989; Milner, Duncan & Ewart, 1992; Janasi et al., 2007; Simões et al., 2014). Os valores de viscosidade para estes magmas estariam entre 10^3 e 10^6 Pa.s.

Manley (1996) conclui que altas temperaturas magmáticas, baixas viscosidades e altas taxas de efusão podem não ser pré-requisitos para a formação de derrames ácidos extensos. Mas sim, seriam os baixos conteúdos pré-eruptivos de voláteis (o que tanto evitaria erupções explosivas como limitaria o resfriamento por perda de voláteis) e os grandes volumes de magma disponíveis, os fatores mais importantes que conduziriam à colocação de lavas ácidas com grandes extensões. Henry & Wolff (1992) chegaram a uma conclusão parecida ao afirmarem que a taxa de extravasamento seria o fator mais importante para decidir o comprimento total do derrame.

Manley (1992) apresenta as velocidades médias das lavas ácidas que estudou entre 0,59 e 2,5 km/ano; a viscosidade aparente destas lavas (viscosidade da lava enquanto está fluindo na superfície) varia de 1,8 a 3,6 ordens de magnitude superiores à viscosidade da lava em si. Manley (1992) mostra que esta relação também é válida para os fluxos de lavas em blocos de andesitos basálticos, que têm viscosidades aparentes de 2,7 a 4 ordens de magnitude superiores às viscosidades de lava. Isto implica que os riolitos de grande extensão podem de fato ter sido colocados da mesma maneira que as lavas em blocos menos intermediárias e, que o fluxo viscoso de longa distância não é irreal para as lavas riolíticas.

3.3.4 Distinção entre os tipos de corpos vulcânicos ácidos extensos *lava-like*

Determinar com certeza o modo de erupção das extensas unidades félsicas *lava-like* pode ser extremamente difícil (Henry & Wolff, 1992). Ao passo que Green & Fitz III (1993) apontam que as relações de campo não seriam suficientes para estabelecer o estilo eruptivo desses depósitos, Branney et al. (2008) salientam que a origem piroclástica das litofácies *lava-like* poderia ser inferida apenas a partir de relações de campo e segundo os autores, estas fácies são completamente indistinguíveis de fácies oriundas de lavas verdadeiras tanto em amostra de mão como em seção delgada. Ellis (2015) comenta que essa dificuldade em diferenciá-las aumenta com a idade das rochas, embora alguns autores tenham reconstruído o tipo de vulcanismo em sequências muito antigas (Sommer et al., 2013; Green & Fitz, 1993).

Henry & Wolff (1992) apresentam um conjunto de características que permite a diferenciação entre os produtos finais dos reoignimbritos e os das lavas verdadeiras. Os quatro tipos de critério são: (1) a natureza das porções basais dos fluxos; (2) a natureza das porções distais; (3) as relações entre o fluxo e a topografia; (4) o tipo de fonte eruptiva. A Tabela 3 resume essas características.

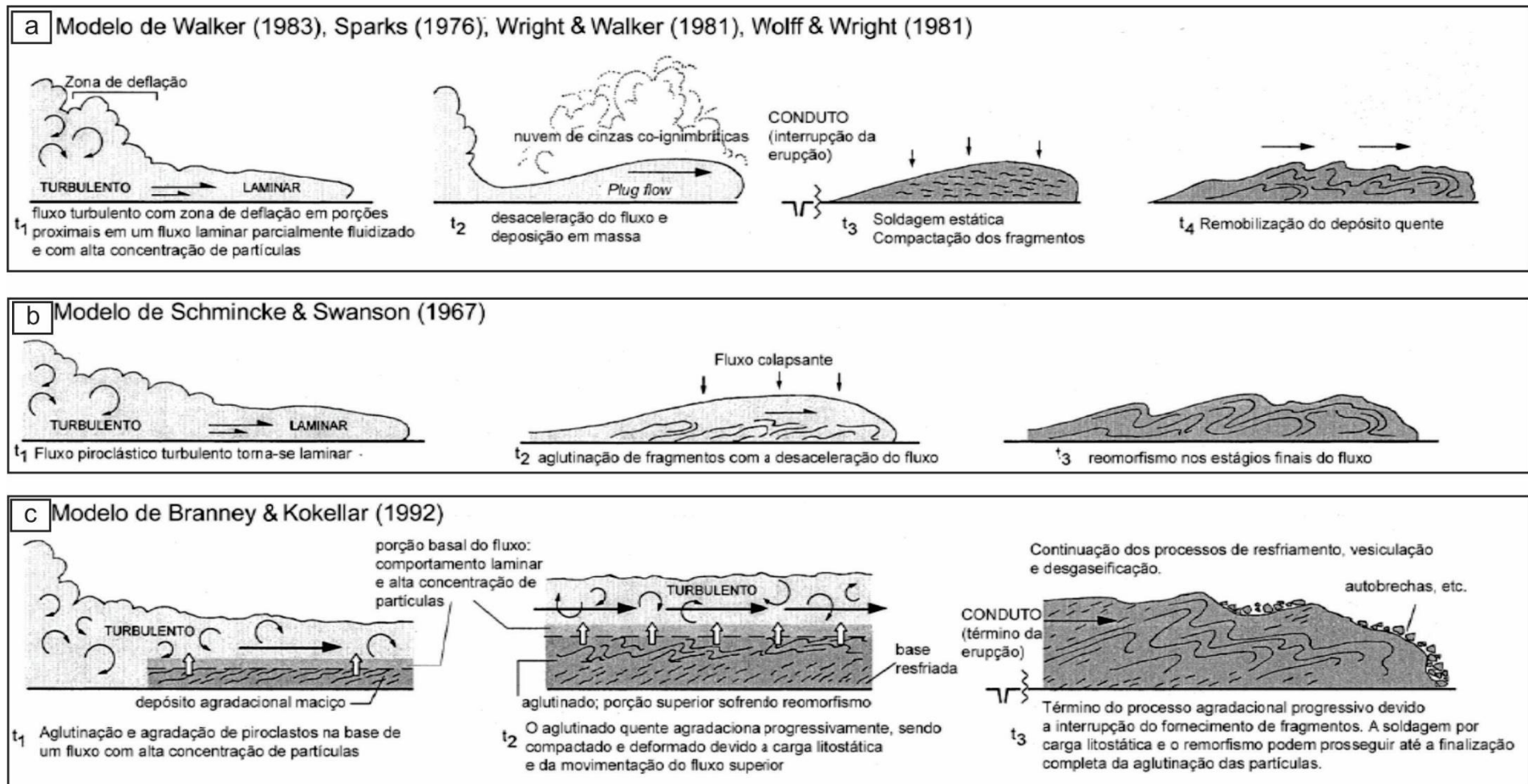


Figura 8: Principais modelos de soldagem e reomorfismo de ignimbritos (Resumido e adaptado por Sommer et al., 2011).

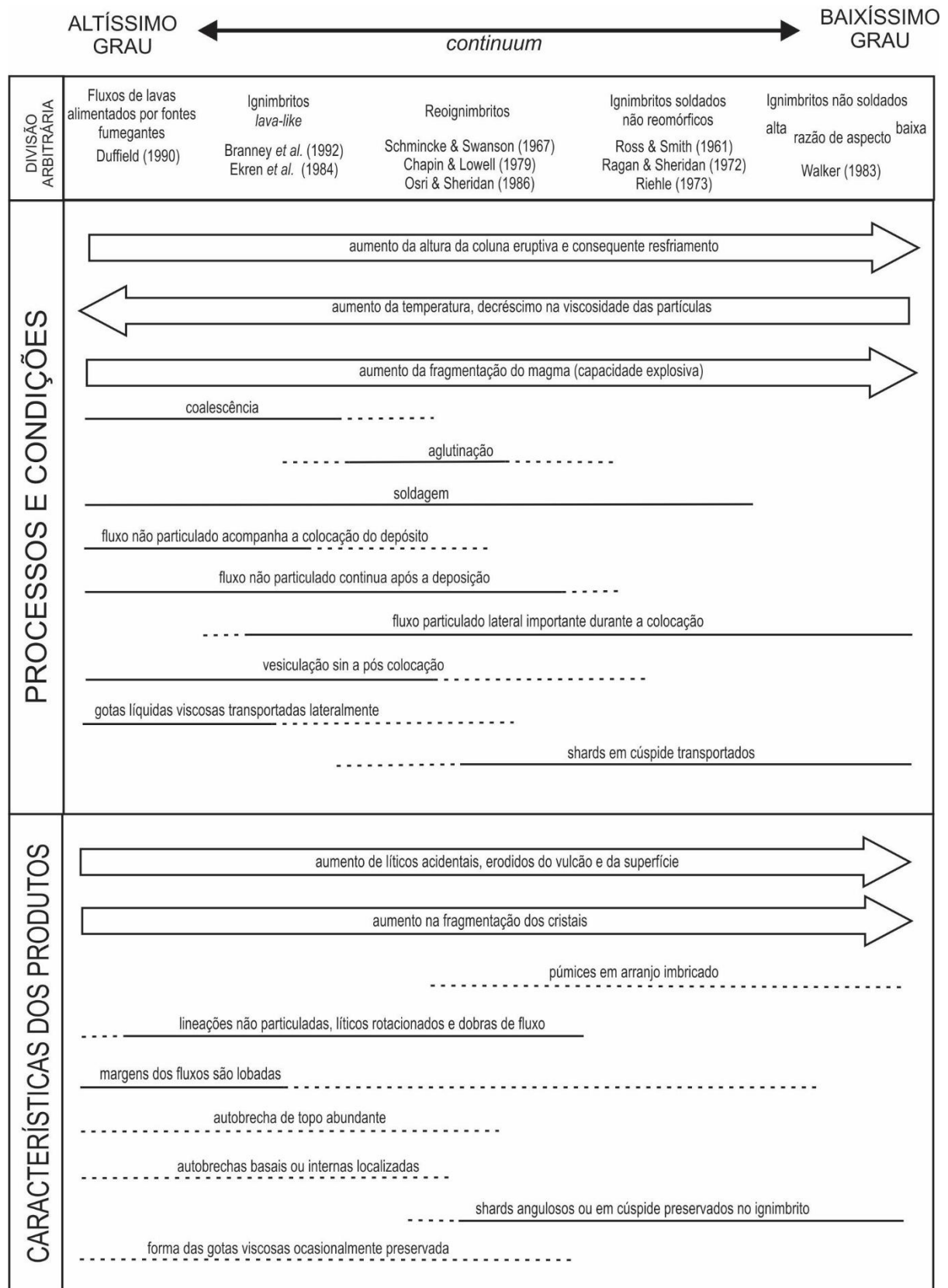


Figura 9: *Continuum* de Branney & Kokelaar (1992). As linhas sólidas indicam feições comuns e frequentes; as linhas tracejadas indicam feições que podem ou não estarem presentes. As características, processos e condições são as apresentadas pelos autores, sem modificação.

Tabela 3: Características distintivas de reoignimbritos e lavas félsicas extensas propostas por Henry & Wolff (1992) com adaptações.

Característica	Reoignimbrito	Lava félsica extensa
Grande extensão	Sim	Sim
Larga razão de aspecto	Sim	Sim
Margens do fluxo	Afinamento distal gradando para depósitos pobremente a não soldados (mas depende da topografia)	Permanece espesso e maciço ou brechado nas margens
Resposta à topografia	Pode ultrapassar barreiras (dependendo do conteúdo de voláteis e da altura da coluna eruptiva)	Interrompido por barreiras (a menos que estas sejam bem menores que a espessura da lava)
Fonte	Comumente caldeiras; reoignimbritos podem ser mais espessos dentro da caldeira	Comumente diques/fissuras; lava mantém a mesma espessura através de toda sua distribuição
Zoneamento de soldagem	Sim, mas pode estar mascarado pelo reomorfismo; reoignimbritos de alta temperatura podem estar totalmente soldados	Não há zoneamento
Brechas basais	Sim podem; e também pode ocorrer zonas de concentração de líticos	Sim, compostas por uma mistura de tipos texturais de lavas
Brechas de topo	Sim, raramente	Sim
Bandas de fluxo	Sim	Sim
Estruturas em rampa	Sim	Sim
Vesículas alongadas	Sim	Sim
Púmice	Sim, mas é diagnóstico apenas se encontrado ao longo de todo o fluxo; comumente mascarado no interior	Sim, particularmente em brechas marginais
<i>Shards</i>	Sim, assim como púmice	Sim, localmente em brechas marginais
Chaminés de degasificação	Sim	Não
Fenocristais quebrados com ampla faixa de tamanho	Podem estar presentes, mas a fragmentação de cristais não seria intensa em erupções com baixo poder explosivo	Sim, podem ocorrer nas brechas; podem ocorrer zonas <i>tuff-like</i> com falta estrutura eutaxítica (<i>falsos fiamme</i>).
Fragmentos líticos	Sim, mas podem ser esparsos devido às erupções com baixo poder explosivo	Raros
Composição	Zoneamento químico vertical comum	Comumente homogêneas
Cristais ocos e com terminações em cúspide	Não	Sim (sempre derivam de um líquido)

3.3.4.1 RESUMO DE PREMISSAS, CARACTERÍSTICAS DISTINTIVAS E EXPLICAÇÕES:

- O quanto um ignimbrito irá se assemelhar a uma lava dependerá do quanto as feições piroclásticas foram mascaradas pelo fluxo viscoso (Henry & Wolff, 1992). Reoignimbritos comumente preservam evidências abundantes de sua origem piroclástica, pois o fluxo secundário só apaga as feições piroclásticas localmente (Henry & Wolff, 1992). No

entanto, no modelo de Branney & Kokelaar (1992) todas as feições poderiam ser apagadas, pois o fluxo viscoso se manifesta desde as porções proximais e durante todo o processo eruptivo;

- A base e topo das unidades são os locais mais favoráveis à preservação das feições piroclásticas (Henry & Wolff, 1992; Green & Fitz III, 1993);
- Ausência de brechas autoclásticas basais poderia ser explicada pela reabsorção dos fragmentos pelo derrame em movimento (Manley, 1996); ou então, por serem pumíceas ou vitrofíricas, seriam facilmente hidratadas e erodidas;
- Ausência de depósitos de queda ou outros depósitos piroclásticos seria explicada porque colunas eruptivas elevadas não chegariam a se formar ao passo que colunas baixas ou fontes piroclásticas combinadas com altas taxas eruptivas limitariam o resfriamento rápido (*quenching*) de piroclastos (Branney et al., 1992);
- Longas distâncias percorridas por lavas poderiam ser explicadas devido à espessura de dezenas a centenas de metros e resfriamento lento do fluxo; isso manteria a lava com temperatura próxima a da erupção inibindo a cristalização por longos períodos. Ao manter o calor de forma eficiente, esses derrames espessos continuariam se movendo por muitos anos (Manley, 1992);
- Erupções fissurais norteariam um arranjo de foliações paralelo à fissura, exceto em suas terminações, onde então as foliações seriam concêntricas.

3.3.5 Cenários geológicos contendo lavas ácidas extensas

Os exemplos de Lîmen (LIP Afro-Arábica) e Etendeka (PME) mostram que a componente félsica das LIPs pode estar concentrada na parte superior da sucessão vulcânica e, como consequência, ser preferencialmente erodida em comparação com a componente máfica (Ernest, 2014). Ocorrem exceções, por exemplo, na LIP do Atlântico Norte algumas das unidades mais antigas poupadas da erosão são riolíticas. E intensa dissecação pode expor as componentes intrusivas do vulcanismo félsico das LIPs, como é caso de Etendeka.

De acordo com Ernest (2014), o magmatismo félsico associado com as LIPs geralmente consiste em riolitos/ignimbritos de alta temperatura ($\cong 1.100^{\circ}\text{C}$) e equivalentes plutônicos (granitos tipo-A), os quais estão relacionados à diferenciação magmática de magmas máficos ou fusão parcial da crosta inferior anidra como resposta de *underplating* por magmas máficos de alta temperatura (Bryan et al., 2002; Pankhurst et al., 2011).

Segundo Bryan et al. (2010), características comuns nas maiores unidades eruptivas félsicas das LIPs são os corpos tabulares, maciços e monótonos, sem evidência de estratificação interna, os quais, de acordo com os autores compreendem ignimbritos riolíticos.

3.3.5.1 TRANS-PECOS, TEXAS (EUA)

Henry et al. (1990) estudaram o Riolo Bracks na região árida de Trans-Pecos (extremo W do Texas, EUA), onde identificaram a presença de autobrechas basais e de topo, frentes de fluxo íngremes, bandamentos e dobras de fluxo, vesículas alongadas e textura traquítica, evidências que segundo os autores apontam para uma origem de derrames de lavas para o corpo. O Riolo Bracks estende-se por cerca de 1.000 km² e 75 km³, dispersos em um único derrame que se arrastou por mais de 35 km a partir da fonte. Este derrame é mais espesso próximo à fonte e adelgaça-se lenta e radialmente, com espessura mínima superior a 25 m. Ressalta-se também que o derrame é química e mineralogicamente homogêneo. A grande extensão e a geometria tabular do Riolo Bracks provavelmente refletem altas temperaturas de efusão ($\geq 900^{\circ}\text{C}$), baixo conteúdo de voláteis, viscosidade moderadamente baixa, rápida erupção e lento resfriamento (Henry et al., 1990).

3.3.5.2 RIOLITO BADLANDS (EUA)

O Riolo Badlands é um extraordinário exemplo de uma extensa unidade ácida (11.000 km²) criada por lavas verdadeiras a partir de vulcanismo fissural. As foliações de fluxo registradas são paralelas à fissura, exceto em suas terminações, onde então as foliações as circundam. De acordo com Manley (1996) a efusão destas lavas foi precedida por atividade explosiva subpliniana. O derrame apresenta morfologia multilobada, incluindo pequenos e largos lobos de lava que avançaram em vários azimutes a partir da fissura, fluindo ao redor do anel de *tephra* produzido pela fase explosiva. Quanto às estruturas, foliações de fluxo são pervasivas sendo horizontais na base do derrame, fletindo-se para o topo e tornando-se convexas na direção do avanço do fluxo.

Segundo Manley (1996) a temperatura de erupção das lavas foi estimada em torno de 830°C, muito menor do que as temperaturas calculadas para lavas volumosas similares, como o Centro Eruptivo Bruneau-Jarbidge (Bonnichsen & Kauffman, 1987), para os quais se estima temperaturas de erupção entre 900 e 1.000°C. O resfriamento do derrame Badlands, durante e após sua efusão, foi modelado por Manley (1992), que considerou o efeito

isolante da carapaça pumícea, a evolução do calor latente e a perda considerável de calor devido à precipitação pluvial. Os resultados indicam que para uma temperatura de efusão de 830°C um lobo de lava com 80 m de espessura poderia continuar em movimento durante cinco a sete anos, enquanto um lobo de 160 m de espessura se manteria em movimento durante 20 anos. Manley (1996) conclui que a baixa viscosidade devido a alta temperatura das lavas não é pré-requisito para formação de fluxos de lava extensos; a baixa quantidade de voláteis (o que evita grandes erupções explosivas) e um grande volume magmático disponível foram provavelmente os fatores mais importantes que permitiram o Riolito Badlands se colocar como um derrame de lavas (Manley, 1994, 1995).

3.3.5.3 LAVAS E REOIGNIMBRITOS DO PLATÔ DE KEWEENAWAN (MINNESOTA, EUA)

Os reoignimbritos descritos por Green & Fitz III (1993) no Platô de Keweenawan mostram claramente texturas piroclásticas (*shards* deformados, *fiamme*) na porção superior onde o resfriamento foi demasiado rápido para permitir a homogeneização, fluxo e cristalização que em todos os outros locais destruíram a textura eutaxítica. Os autores notaram também que texturas piroclásticas estão presentes nos primeiros centímetros basais de umas das unidades riolíticas (Palisade). Espessos riolitos de origem lávica também são descritos em Keweenawan. O topo das lavas é vesiculado e contém dobras de fluxo, mas a superfície é bastante plana. Vitrófiros estão presentes na base e no topo. O interior dos derrames é geralmente cristalino (não devitrificado) e apresenta foliação de fluxo. Localmente, encontram-se dobras de fluxo no interior do derrame. A temperatura de efusão é estimada em 1.000°C (Green & Fitz III, 1993).

3.3.5.4 ROCHAS VULCÂNICAS DE GAWLER RANGE, AUSTRÁLIA

Assim como ocorre em outros campos vulcânicos inicialmente sugeriu-se que as unidades félsicas de Gawler Range fossem ignimbritos soldados devido à sua extensão e grande volume (Blisset et al., 1993). Posteriormente as rochas foram interpretadas como lavas vastas. McPhie et al. (2008) empreenderam um estudo de paleofluxo para traçar o caminho que as lavas percorreram desde a fonte, descobrindo assim sua origem. Segundo os autores os resultados fornecem evidências de erupções efusivas extremas capazes de gerar lavas félsicas comparáveis em volume e em extensão aos basaltos (*flood basalts*).

3.3.5.5 SNAKE RIVER PLAINS (EUA)

Branney et al. (2008) reconheceram uma associação particular de fácies que representam uma categoria distinta de vulcanismo chamada de “Snake River-type (SR-type)”. Essa associação pouco comum inclui a presença excepcional de um grande volume de lavas riolíticas com baixa razão de aspecto e de sequências piroclásticas peculiares, nas quais a fácies *lava-like* perfaz corpos inteiros de ignimbrito. Além disso, no vulcanismo Snake River, domos ou *couleés* são raros.

De acordo com Branney et al. (2008), embora elementos dessa associação de fácies sejam raros ou ausentes na maioria dos campos vulcânicos, eles ocorrem em alguns lugares incluindo Trans-Pecos no Texas (Henry et al. 1990) e a própria Província Magmática Paraná-Etendeka. As lavas riolíticas do platô de Snake River extravasadas do Centro Vulcânico Bruneau-Jarbidge e de mais oito fluxos da região excedem 10 km³ cada. O Riolito Dorsey Creek excede 200 km³ e 40 km de extensão. As razões de aspecto das lavas riolíticas do tipo SR são suficientemente baixas ($t/d = 1:10^2$) para coincidirem com muitas lavas basálticas, de viscosidade inferior às de natureza ácida (Figura 10).

De acordo com Branney et al. (2008), algumas das características do vulcanismo ácido do tipo Snake River: (1) margens ou terminações dos derrames são lobadas, abruptas, espessas e atarracadas, com depósitos de tálus. As lavas do tipo-SR são mais volumosas, extensivas e tem razões de aspecto mais baixas do que outras lavas de composição ácida; (2) presença generalizada de autobrechas basais; (3) carapaças de autobrechas basais, marginais e superiores são espessas (>5 m) e variadamente hialinas e com púmice grosso; (4) texturas vitroclásticas que podem superficialmente assemelhar-se a texturas piroclásticas soldadas; (5) a zona central das lavas são espessas, litoidais (microcristalina) e maciças ou com bandamentos de fluxo. Essa zona é marcada por disjunções colunares verticais e disjunções em lajes de baixo ângulo com espaçamento estreito que localmente formam sítios de intersecção; (6) esferulitos e litofisas são comuns próximos à base da zona central litoidal; (7) os ignimbritos tipo-SR são de alto grau, com rara ocorrência de *lapilli* púmice ou *fiamme*, com intenso grau de soldagem, reomorfismo e desenvolvimento de fácies aparentemente lávicas (*lava-like*).

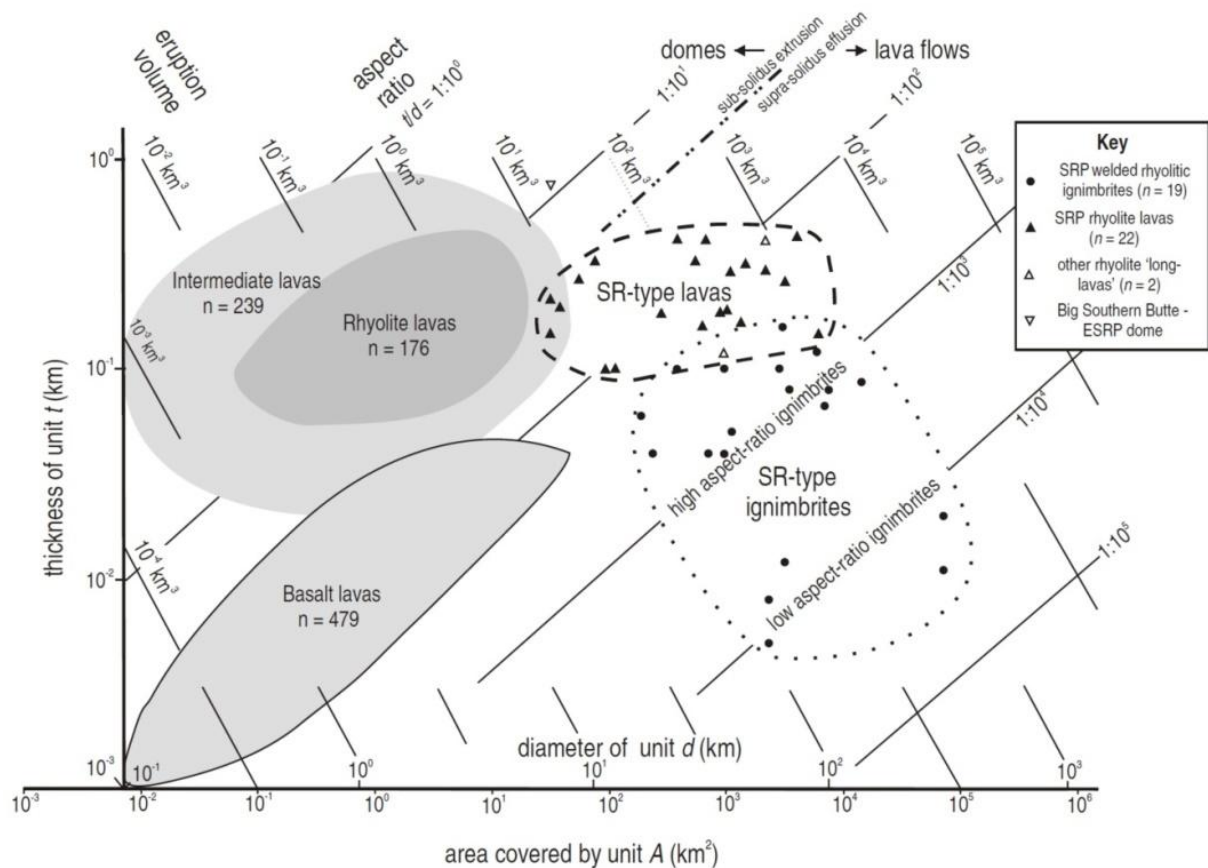


Figura 10: Gráfico mostrando os tipos de geometria dos corpos efusivos de acordo com a composição das lavas. O vulcanismo do platô de Snake River é usada para estabelecer um modelo alternativo para efusões lávicas ácidas de extensão maior, denominado de *Snake River-type volcanism*. Fonte: Branney et al. (2008).

Os ignimbritos são distinguíveis das lavas pelos seguintes aspectos: margens afuniladas, zonas extensivas contendo texturas vitroclásticas pervasivas e ausência de autobrechas basais extensivas, margens abruptas e terminações lobadas (Branney et al. 2008). Autobrechas basais caracterizam a maioria das lavas riolíticas, enquanto os ignimbritos reomórficos não exibem essa feição. Além disso, as fácies *lava-like* comumente gradam para fácies menos soldadas, as quais apresentam indubitavelmente tufos vitroclásticos. Portanto, em casos onde relações de campo (por exemplo, contatos basais ou terminações) não estão expostas, é praticamente impossível determinar se unidades vulcânicas onde predominam fácies *lava-like* são de fato ignimbritos reomórficos ou lavas verdadeiras, afirmam Branney et al. (2008).

3.4 PROVÍNCIA MAGMÁTICA PARANÁ-ETENDEKA

Grande parte da fisiografia do planalto meridional do Brasil é atrelada a uma espessa sequência vulcânica que recobre as rochas sedimentares paleo-mesozoicas da Bacia

do Paraná por $1,2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ de acordo com Melfi et al. (1988) ou por 900.000 km^2 segundo Frank et al. (2009). A este vulcanismo está associada uma quantidade expressiva de diques e soleiras encaixados nos estratos sedimentares. A sequência vulcânica continental toleítica, outrora conjugada ao sudoeste da África e estendendo-se pela região centro-sul da América do Sul (Argentina, Paraguai e Uruguai), perfaz a Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE). Seu volume de $1 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ a configura como uma das maiores províncias ígneas continentais da Terra (Cordani & Vandonos, 1967; Ewart et al. 2004; Milani et al. 2007; Peate 1997; Bryan et al., 2010). O predomínio de derrames basálticos (90% do volume total), um lapso significativo na ocorrência de rochas intermediárias e uma expressiva distribuição de vulcanitos ácidos, caracteriza o vulcanismo bimodal da província (Peate 1989) (Figura 11). O evento vulcânico gerador dessas rochas teria sido pontual na escala de tempo. Thiede e Vasconcelos (2010) obtiveram a idade de $134,7 \pm 1 \text{ Ma}$ para as rochas da província, no Cretáceo. O arcabouço geológico da província e das bacias sedimentares paleozoicas compreende em parte os cinturões móveis brasileiro-pan-africanos e em parte as rochas dos crátons Paranapanema e Kalahari.

White (1908) designou de *Eruptivas da Serra Geral* as rochas vulcânicas que descreveu na seção tipo da Bacia do Paraná na Serra do Rio do Rastro, em Santa Catarina. Posteriormente, estas rochas efusivas foram classificadas como *Formação Serra Geral* (Gordon Jr. et al. 1947 *apud* Licht, 2014). A denominação *Grupo Serra Geral* é usada por alguns autores (Licht, 2016), mas ainda não está oficialmente catalogada no Geobank, banco de dados do Serviço Geológico (CPRM). Atualmente a Formação Serra Geral está inserida no Grupo São Bento, que envolve também os arenitos juro-cretáceos da Formação Botucatu.

A designação *Serra Geral* para as rochas da PMP (Província Magmática do Paraná) deriva do nome da escarpa oriental da sequência vulcânica cuja borda soerguida atinge as altitudes máximas do platô vulcânico, limitando o planalto meridional do Brasil por meio de um conjunto de desfiladeiros e canhões entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul (Figura 12). Esta região coincide com os limites da Calha de Torres, uma ampla estrutura tectônica com orientação principal NW-SE que funcionou como paleodepressão conectada com a Bacia de Huab (Namíbia) no Eocretáceo e durante a fase principal do rifteamento do Gondwana (Waichel et al., 2012, 2015) (Figura 11).

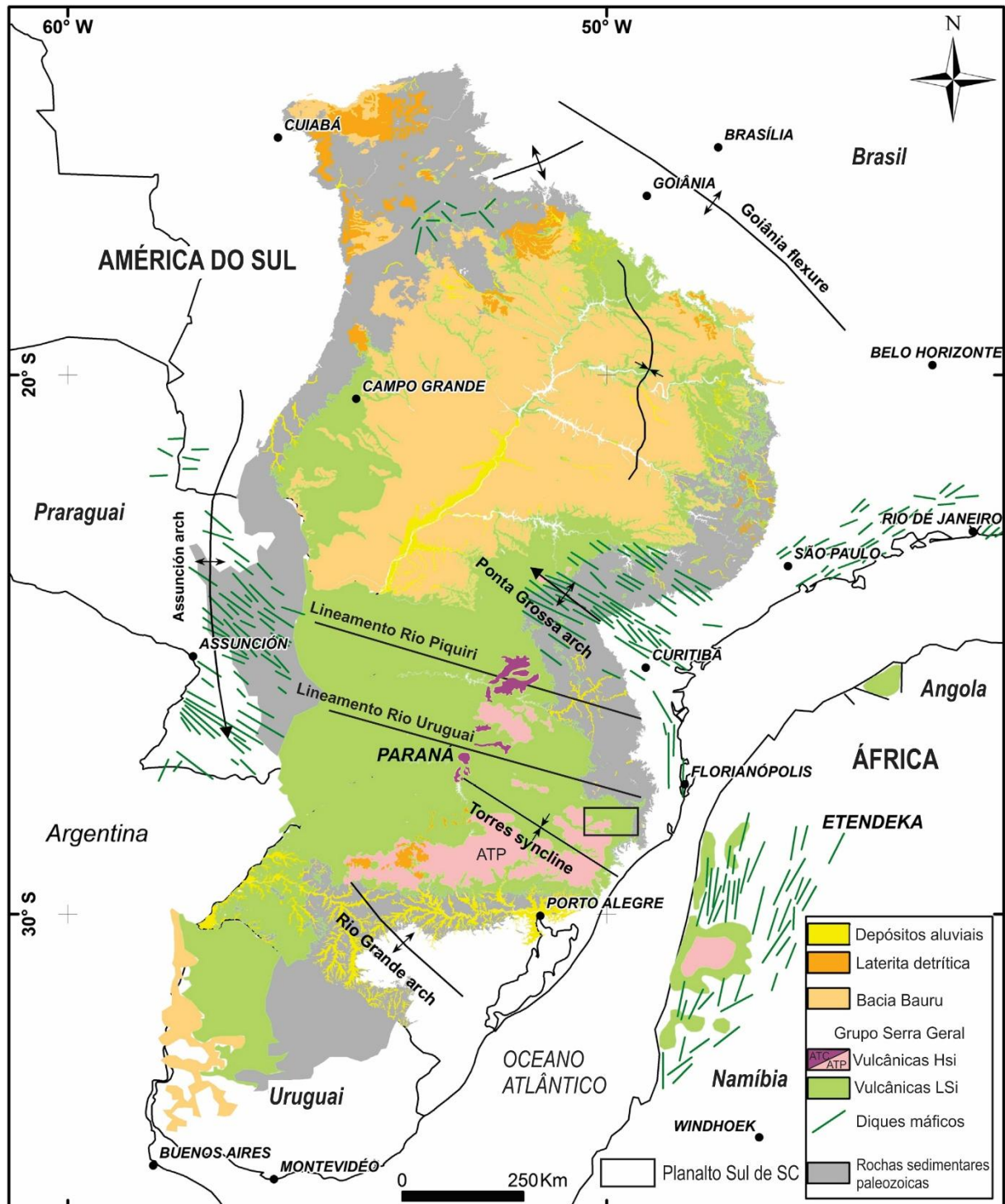


Figura 11: América do Sul e África em posição pré-rifte, mostrando a distribuição das rochas básicas e ácidas da Província Magmática Paraná-Etendeka, da sequência sedimentar da Bacia do Paraná sotoposta e das coberturas sedimentares cenozoicas; ATP (rosa): rochas Ácidas do Tipo Palmas (africanas) e ATC (roxo): rochas Ácidas Tipo Chapecó (porfíricas). Fonte: Adaptado de Licht 2016 (baseado em Peate et al. (1992), CPRM (2001), Coutinho (2008) and Nardy et al. (2011)).

A Bacia de Huab acomoda uma sequência sedimentar praticamente idêntica à encontrada na Serra do Rio do Rastro (Coluna White), porém consideravelmente mais delgada (Jerram et al., 1999; Figura 13). A esta sequência sobrepõem-se a contraparte

africana da PMPE, a Província Magmática Etendeka (PME), a qual se expande principalmente no noroeste da Namíbia recobrando a Bacia de Huab e imediações por uma área de 78.000 km² (Erlank et al., 1984), mas também em trechos do sudoeste de Angola.



Figura 12: Contraforte da Serra Geral, visto a partir do ponto culminante da Província Paraná-Etendeka, o Morro da Igreja (1.822 m), em Santa Catarina (UTM 22S 649626/6887108).

A designação *Etendeka* na língua do povo nativo Himba significa “lugar de montanhas de topo chato” devido aos típicos montes escalonados que pontilham o Platô de Etendeka. E diferentemente do que ocorre no Brasil, o planalto vulcânico na Namíbia ascende lenta e gradativamente desde a região costeira até o interior sem formar escarpas proeminentes.

O Grupo Etendeka engloba as unidades vulcânicas e os arenitos eólicos juro-cretáceos da Formação Twyfelfontein da Bacia de Huab, correlata à Formação Botucatu da Bacia do Paraná (Jerram et al., 1999). Etendeka é subdividida latitudinalmente nos domínios setentrional e meridional; e longitudinalmente nos domínios costeiros e interior. O domínio setentrional corresponde ao Subgrupo Costa dos Esqueletos, enquanto o domínio do sul engloba o campo de lavas principal de Etendeka e corresponde aos subgrupos Awahab, que ocorre apenas no domínio interior, e Etaka (Figura 14 e Figura 15; Miller, 2008).

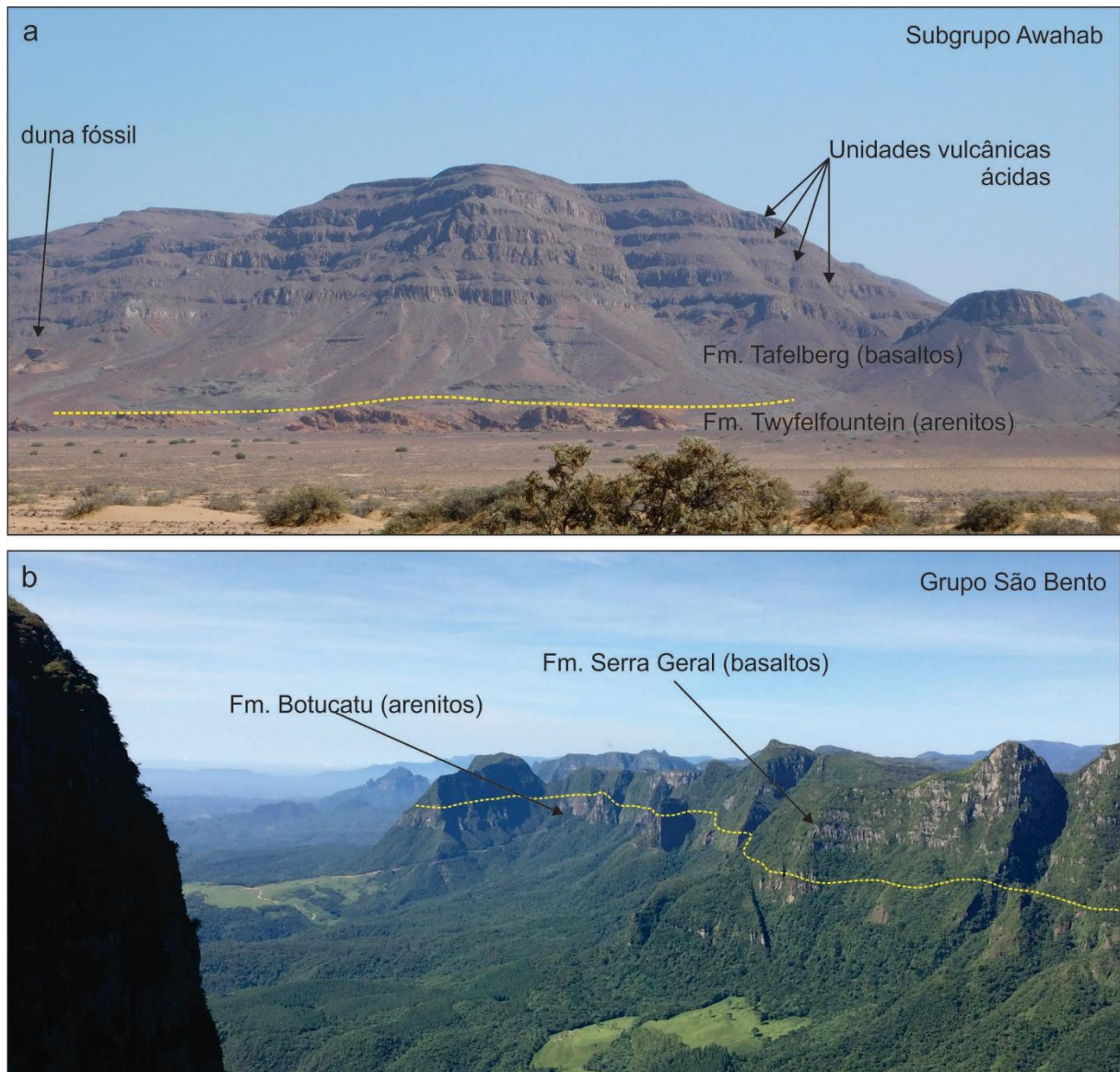


Figura 13: Bacias Huab-Paraná que ocupam a região da Calha de Torres e sua continuação na África; (a) Huab Wildcamping (UTM 33S 401621/7733998) com exposição da estratigrafia do topo da Bacia de Huab: arenitos eólicos da Formação Twyfelfontein sotopostos às rochas vulcânicas de Etendeka (basaltos da Formação Tafelberg na base e quartzo-latitos da Formação Goboboseb no topo); (b) semelhante estratigrafia ocorre no limiar do Planalto Sul de Santa Catarina na área do Canhão do Espraiado, Campo dos Padres (UTM 22S 664009/6901316) com a exposição dos arenitos eólicos da Formação Botucatu na base e a sequência vulcânica básica exposta acima da linha amarela tracejada.

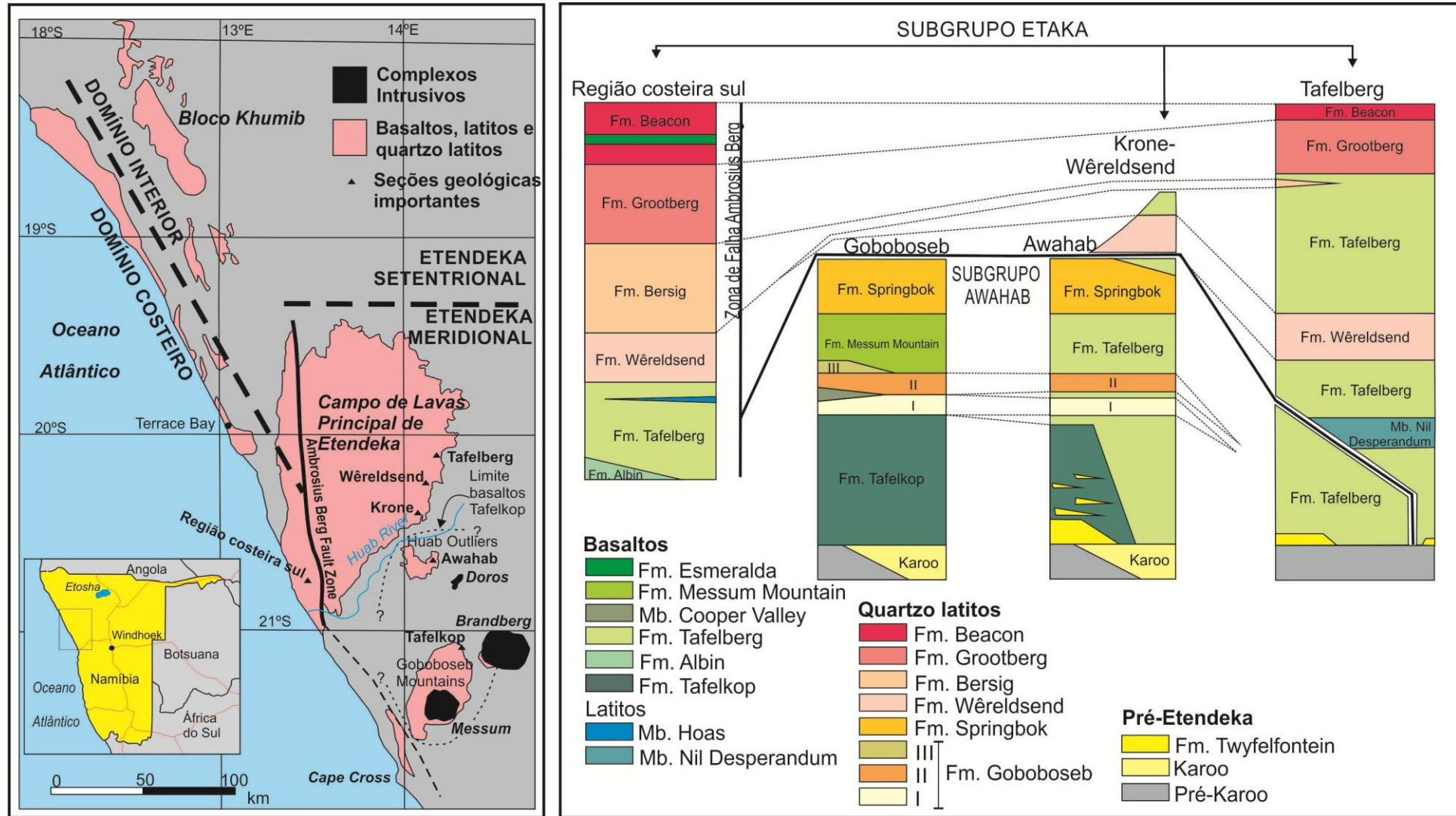


Figura 14: Mapa da Província Magmática Etendeka mostrando a subdivisão nos seguintes domínios geográfico-geológicos: interior; costeiro, meridional e setentrional; os complexos intrusivos são mesozoicos; ao lado observa-se a estratigrafia do Grupo Etendeka Meridional. A linha preta acima do Subgrupo Awahab representa a discordância erosiva regional. Fonte: adaptado de Miller (2008).

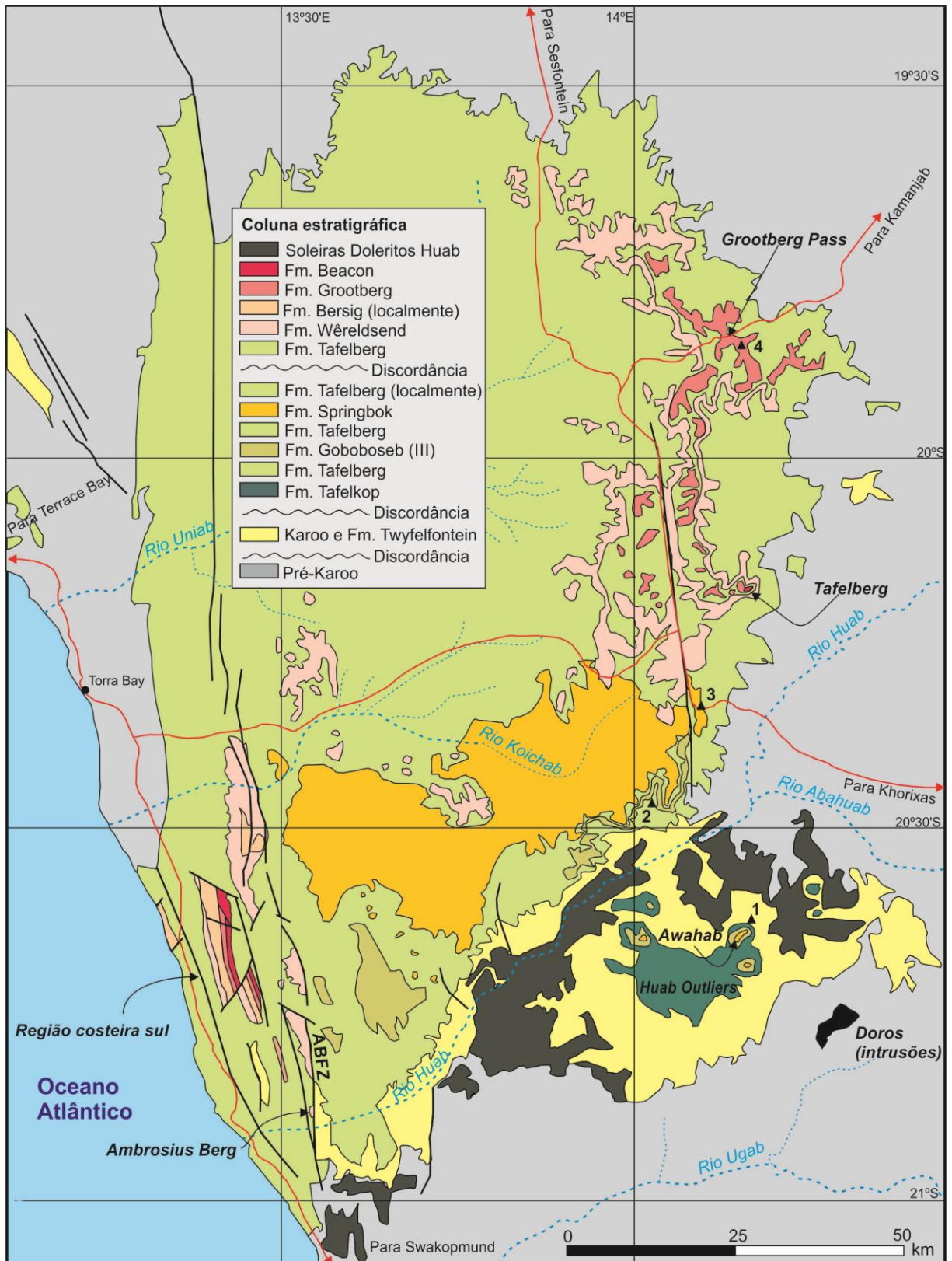


Figura 15: Mapa do domínio meridional costeiro e interior da Província Magmática de Etendeka. Observar a cartografia das formações Goboboseb, Springbok, Wereldsend, Grootberg e Beacon, que serão citadas posteriormente na tese. Nota-se a ampla cobertura areal dos basaltos da Fm. Tafelberg.

3.4.1 Subdivisões Geoquímicas da Província Magmática do Paraná, no Brasil

A partir de parâmetros geoquímicos e dos lineamentos estruturais do Rio Piquiri e do Rio Uruguai, a PMP pode ser compartimentada em três subprovíncias: Norte, Central e Sul (Piccirillo et al., 1987). Uma associação de basaltos, rochas intermediárias e rochas ácidas porfiríticas do Tipo Chapecó (ATC) dispostas na porção setentrional da PMP corresponde à suíte alto TiO_2 ($> 2\%$), enriquecida em elementos incompatíveis (Rb, Th e U). Já as áreas meridionais da província caracterizam-se pela sobreposição de corpos ácidos do Tipo Palmas (ATP) aos derrames basálticos e intermediários; distinguem-se também em função do baixo teor de TiO_2 ($< 2\%$) e empobrecimento em P, Sr, Ba, La, Ce, Zr e Y (Piccirillo & Melfi, 1988) e perfazendo uma suíte baixo TiO_2 ($< 2\%$) (Figura 11).

Licht (2016) reconheceu novos *gaps* de SiO_2 , Zr, TiO_2 e P_2O_5 , evidentes ao se analisar o conjunto de dados geoquímicos disponíveis das rochas extrusivas da PMP, para correlacionar as rochas a sete tipos principais de magmas geradores. Segundo o autor a distribuição cartográfica, estratigráfica e temporal destes tipos está relacionada à construção espacial de duas subprovíncias: Meridional e Centro-Setentrional, que se desenvolveram tanto de forma independente como conjugada durante parte de sua história.

3.4.2 Rochas Vulcânicas Ácidas

Na PMP aproximadamente 2,5% do volume de rochas compreende rochas ácidas afíricas do Tipo Palmas (ATP) e 0,5% rochas ácidas porfiríticas do Tipo Chapecó (ATC), que juntas totalizam cerca de 64.000 km^2 (Bellieni et al. 1986, Nardy et al. 2002, 2008). De acordo com o Bellieni et al. (1986), as rochas ATP ocorrem como corpos tabulares com extensão lateral da ordem de dezenas de quilômetros e concentram-se na região centro-norte do Rio Grande do Sul, atingindo espessura máxima de 400 m de acordo com Melfi et al. (1988). A estratigrafia típica da região é composta por: (1) basaltos toleíticos na base, sobrepostos por (2) andesi-basaltos e rochas andesíticas toleíticas seguidas por (3) riocitos e subordinadamente riolitos (ATP) toleíticos no topo (Melfi et al., 1988; Nardy et al., 2008).

As rochas ácidas do Tipo Palmas são de cor cinza claro a localmente marrom avermelhado, maciças, afíricas a subafíricas e holohialinas a hipohialinas (Melfi et al., 1988; Nardy et al., 2008). Estas rochas são classificadas em subtipos, de acordo com o teor de TiO_2 e P_2O_5 (Tabela 4). Observa-se que Nardy et al. (2008) relacionam a distribuição superficial e estratigráfica destas rochas com sua composição química (Figura 16), assim como é

observado em Etendeka, na Namíbia, por Milner et al. (1995), Marsh et al. (2001, 2007) e Miller (2008). Desta forma, as rochas do subtipo Caxias do Sul se encontram geralmente na base da sequência e as do subtipo Santa Maria no topo. O subtipo Anita Garibaldi se posiciona na maioria das vezes sobre as rochas do subtipo Caxias do Sul (Nardy et al., 2008).

Tabela 4: Subdivisões das rochas ácidas do Tipo Palmas da Província Magmática do Paraná, de acordo com Nardy et al. (2008). Platôs próximos à área de estudo sob *grifo*.

Rochas ácidas do tipo Palmas (Baixo em TiO ₂) – definição dos subtipos			
TiO ₂ (≤0,87%)		TiO ₂ (0,90-1,25%)	
Santa Maria P ₂ O ₅ ≤ 0,21%	Área: 12.300 km ² (RS) Espessura: 150-450 m Volume: 4.500 km ³	Anita Garibaldi 1,06% < TiO ₂ < 1,25% 0,32% < P ₂ O ₅ < 0,36%	Área: 4.486 km ² Volume: 1.008 km ³ Compreende 5 platôs (PR, SC, RS): Bituruna (PR, 716 km ² /84 km ³) Matos Costa (SC, 241 km ² /42 km ³) Machadinho (SC, 366 km ² /99 km ³) Anita Garibaldi (SC, 246 km ² /54 km ³) <i>Bom Jesus (RS, 2.917 km²/729 km³)</i>
Clelândia 0,21% < P ₂ O ₅ ≤ 0,23%	Área: 4.087 km ² (PR) Espessura: 150m Volume: 613 km ³	Caxias do Sul 0,91% < TiO ₂ < 1,03% 0,25% < P ₂ O ₅ < 0,28%	Área: 16.000 km ² Volume: 4.832 km ³ Compreende 5 platôs (SC/RS): <i>Serra da Farofa (1.384 km²/304 km³)</i> São Joaquim (580 km²/230 km³) Bento Gonçalves (8.929 km ² /2.257 km ³) Antonio Prado (1.133 km ² /453 km ³) Nova Prata (3.974 km ² /1.588 km ³)
		Jacuí 1,05% < TiO ₂ < 1,16% 0,28% < P ₂ O ₅ < 0,31%	Área: 3.451 km ² Volume: 1.058 km ³ Compreende 3 platôs (RS): Flores da Cunha (961 km ² /398 km ³) Veranópolis (1.326 km ² /544 km ³) Salta do Jacuí (1.164 km ² /116 km ³)

3.4.2.1 CORRELAÇÕES NA PROVÍNCIA MAGMÁTICA PARANÁ-ETENDEKA

Na Província Magmática de Etendeka (PME) cerca de 35.000 km², metade da área total do planalto vulcânico, é formada por rochas ácidas reconhecidas desde os primeiros estudos como corpos tabulares de reoignimbritos (Milner, Duncan & Ewart, 1992; Milner et al., 1995; Miller, 2008). Milner et al. (1995) propuseram as primeiras correlações completas entre as províncias Paraná e Etendeka, com base em seções estratigráficas, composição química de rocha total e mineralogia das rochas. Miller (2008) compilou os dados até então disponíveis e atualizou a nomenclatura das unidades vulcânicas. A correlação entre as unidades vulcânicas ácidas e dos basaltos relacionados na estratigrafia destas pode ser observada na Tabela 5. Os teores dos principais óxidos e elementos traço das unidades ácidas na Província Magmática Paraná-Etendeka podem ser observados na Tabela 6.

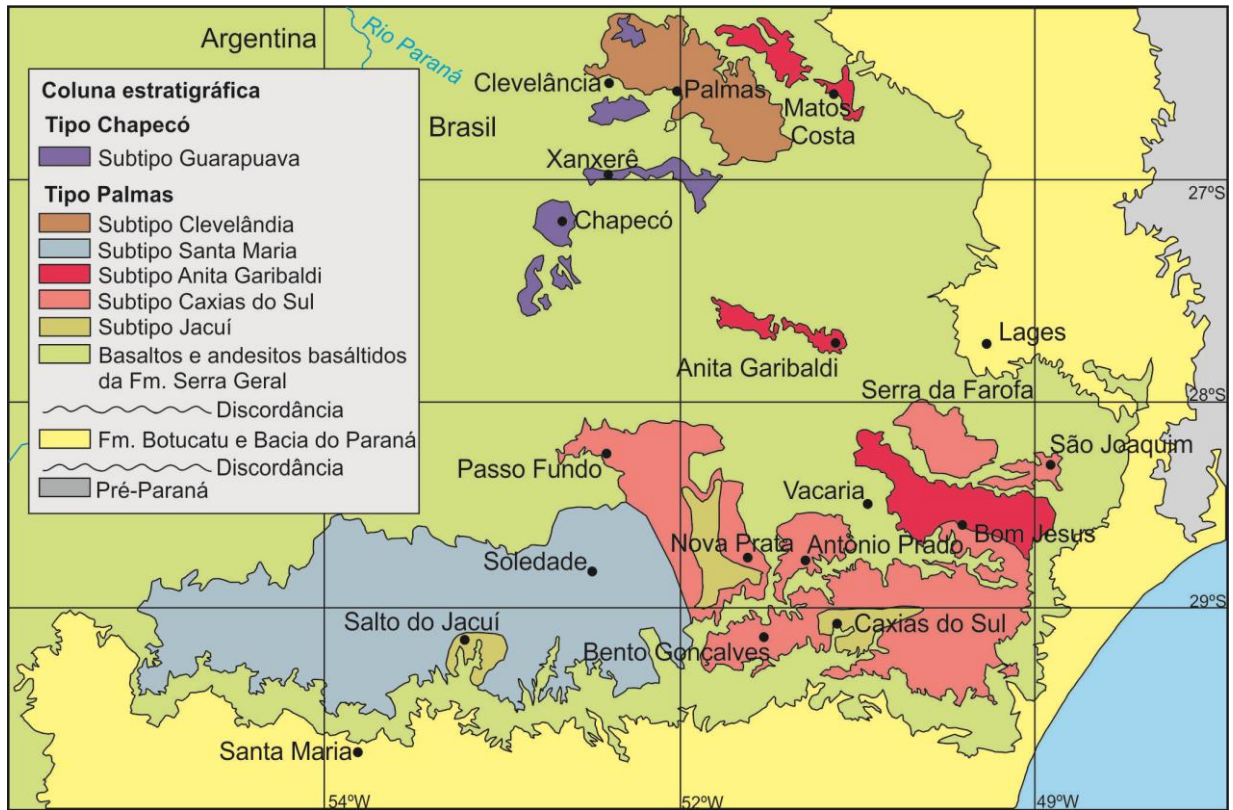


Figura 16: Platôs vulcânicos formados por riolitos a dacitos do sul da LIP do Paraná; tipos e subtipos conforme Nardy et al. (2008).

3.4.2.2 PROPRIEDADES FÍSICAS DOS MAGMAS

As rochas ácidas da PMPE são caracterizadas por altas temperaturas de cristalização. Milner, Duncan & Ewart (1992) obtiveram temperaturas entre 995 e 1.025°C para as lavas quartzo latíticas de Etendeka. Bellieni et al. (1984) obtiveram temperatura de 1.030±38°C para as rochas ácidas da PMP. Simões et al. (2014) calcularam as temperaturas das lavas ácidas da Calha de Torres, no Rio Grande do Sul, em 1.067±25°C e as viscosidades dessas lavas em condições anidras foram estimadas em 10⁵ a 10⁶ Pa.s.

Tabela 5: Unidades correlacionadas entre as províncias Paraná e Etendeka a partir da composição química de rocha total, assembleia mineral e relações estratigráficas (Miller, 2008; Tabela 6); * refere-se à nomenclatura proposta por Whittingham (1991 *apud* Milner et al., 1995).

Província Magmática Etendeka	Província Magmática do Paraná
<u>Domínio Alto TiO₂</u>	
Subgrupo Skeleton Coast	
Formação Basalto Esmeralda (baixo TiO₂)	Tipo Esmeralda (baixo TiO₂)
Formação Naude QL (quartzo-latito)	ATC (Ácidas Tipo Chapecó)
Formação Sarusas QL e possivelmente Formação Ventura QL	Subtipo Guarapuava (ATC)

Formação Fria QL (baixo TiO₂)	ATP – Subtipo Santa Maria (baixo TiO₂). Nesta tese observa-se correlação com subtipo Clevelândia (baixo TiO₂)
Formação Khoraseb QL	Subtipo Ourinhos (ATC)
Hoanib	Subtipo Jacuí (ATP)
Basalto Khumib	Basalto Urubici
<u>Domínio Baixo TiO₂</u>	<u>Domínio Baixo TiO₂</u>
Subgrupo Etaka	Ácidas Tipo Palmas (ATP) e basaltos
Formação Beacon QL	Subtipo Anita Garibaldi (ATP - G*)
Formação Grootberg QL	Subtipo Caxias do Sul (ATP – E e F*)
Formação Wereldsend QL	Subtipo Caxias do Sul (ATP - BRA 21*)
Formação Basalto Tafelberg	Tipo Gramado (basalto)
Formação Hoanib	Subtipo Jacuí (ATP) – correlação química estabelecida neste trabalho.
Subgrupo Awahab	
Springbok	Subtipo Caxias do Sul (ATP - B*)
Goboboseb	Subtipo Jacuí (ATP - A*)

Tabela 6: Resumo de informações geoquímicas de todas as unidades ácidas da Província Magmática Paraná-Etendeka. As células coloridas representam as unidades que podem ser facilmente correlacionadas entre as duas subprovíncias. Fonte dos dados: Miller (2008), Nardy et al. (2008),Licht (2016) .

Rochas Intermediárias e Ácidas - Correlações na Província Paraná-Etendeka																												
	Formação Serra Geral (Subprovíncia Sul)							Fm. Serra Geral (Subprovíncia Centro Norte)			Grupo Etendeka (Meridonal)									Grupo Etendeka (Setentrional)								
	Tipo Palmas							Tipo Chapecó			Subgrupo Awahab		Subgrupo Etaka							Subgrupo Costa dos Esqueletos								
	0,91<TiO ₂ <1,25%			1,19 <TiO ₂ < 1,49%		TiO ₂ <0,87%		TiO ₂ ≥1,47%	1,47-1,29%	TiO ₂ ≤1,29%	Baixo em TiO ₂ (<1,07%)		Alto em TiO ₂ (2,32%)	Baixo em TiO ₂ (<1,5%)					Alto em TiO ₂					Baixo em TiO ₂ (<0,82%)	Alto em TiO ₂	Baixo em TiO ₂ (<0,82%)	Alto em TiO ₂	
Subtipo/ Unidade	Caxias do Sul	Jacuí	Anita Garibaldi	Barros Cassal		Santa Maria	Clevelândia	Guarapuava	Tamarana	Ourinhos	Goboboseb	Springbok	Nil Desperandum	Hoas	Wêreldsend e Bersig	Grootberg	Beacon	Hoanib	Terrace	Nadas	Sechomib	Hoarusib	Ventura	Khoraseb	Fria	Sarusas	Elliot	Naude
Litotipo	Dacito	Dacito	Dacito	Andesito	Dacito	Riolito	Riolito	Traquito	Traquito	Traquito	Quartzo latito	Quartzo latito	Latito	Latito	Quartzo latito	Quartzo latito	Quartzo latito	Quartzo latito	Quartzo latito	Latito	Latito	Latito	Quartzo latito	Quartzo latito	Quartzo latito	Quartzo latito	Quartzo latito	Quartzo latito
SiO ₂ (%)	66,2-69,1	64,8-68,1	65,5-67,7	57	62,8-63	69,6-71,0	68,8-72,1	63,6-65,9	63,6-64,3	65-68,4	67,1-67,9	67,7-68,8	59,9	60,9	68,43-69,69	67,3-69,2	66,1- 67,2	66,4	68,2	59,2	62,2	63,2	65,5	67,9	70,6	67,2	70,7	65,9
TiO ₂	0,91-1,03	1,06-1,16	1,06-1,25	1,49	1,19-1,20	0,70-0,74	0,72-0,87	1,46-1,54	1,38-1,47	1,16-1,25	1,01 - 1,07	0,93 - 0,97	2,32	1,4	0,85-0,89	0,93-0,97	1,13- 1,25	1,03	0,97	2,05	1,82	1,66	1,51	1,2	0,66 - 0,82	1,34	0,93	1,58
P ₂ O ₅	0,25-0,28	0,28-0,31	0,32-0,36	0,29	0,34-0,35	≤0,21	0,21-0,23	0,44-0,48	0,41-0,47	0,33-0,34	0,30 - 0,32	0,28 - 0,30	0,44	0,32	0,27-0,31	0,28-0,30	0,36- 0,40	0,29	0,27	0,93	0,64	0,54	0,48	0,33	0,21 - 0,25	0,41	0,27	0,52
FeO*											6,91	6,3	10,21	10,05	5,39	5,79	7,16	6,67	6,17	10,3	7,9	7,1	6,6	6,2	5,1	6,3	4,5	7,4
Fe ₂ O _{3(t)}	5,7-6,5	6,2-7,1	6,4-6,8	12,1-12,2	8,9	5,1-5,4	5,1-5,8	7,0-7,7	6,9-7,6	6,0-6,9																		
Traços																												
Nb (µg/g)	18-23	19-22	20-23	15	18	23-25	22-26	48-51	45-52	41-46	22 - 24	22 - 24	26	19	24	23	23-25	24	24	47	64	72	65	55	28	55	39	49
Zr	231-270	254-272	272-280	203-207	291-294	314-336	312-334	624-660	595-670	544-595	299-313	273 - 287	449	250	264-278	253-265	294-307	263	288	470	581	586	595	586	319	630	478	563
Y	38-57	39-53	47-67	41-45	58-59	51-61	56-72	60-69	64-96	50-94	50	45	58	45	42	42	54	44	51	46	51	49	49	58	56	66	61	68
Sr	120-148	146-152	130-142	173-174	163-167	94-102	92-103	335-383	355-391	305-355	114-180	127-181	207	193	111-179	118-148	123-139	139	154	465- 683	666	490-688	438-526	296	89-137	251-413	187	321
Rb	152-177	155-182	154-170	98-111	171-205	200-213	197-213	93-109	100-110	118-140	141-185	161-207	151	127	156-218	163-175	139-161	184	187	126	121	144	142	143	207	113	163	87
Cu	57-79	57-82	117-228	152-157	81-91	18-30	22-31	6 a 9	7	13-16	17-23	14-20	21	97	25-39	62-78	93-131	47	46	34-44	28-38	15-25	10 a 18	11a 17	8 a 62	15-26	40-50	19-21
Ba	517-706	538-576	531-610	400-596	619-848	613-679	625-680	960-1076	1031-1106	1034-1264	647-789	638-750	1113	536	598-686	557-675	546-628	607	0	1179	1228	1337	1263	1089	625-719	1032	824	918

3.4.3 Erupções efusivas *versus* explosivas na PMPE

Whittingham (1989) atribuiu origem piroclástica às rochas ácidas da PMP em função de sua ampla distribuição. Até o momento, o consenso é de que as rochas ácidas da PMPE foram criadas por fluxos (sejam lávicos ou piroclásticos) de alta temperatura, da ordem de 1.000 a 1.100°C (Bellieni et al., 1984; Milner, Duncan & Ewart 1992). Isto poderia explicar a hipótese dos derrames riolíticos serem anormalmente extensos. Garland et al. (1995), Petrini et al. (1989), Whittingham (1989), Roisenberg (1989), Milner, Duncan & Ewart (1992), Milner et al. (1995), Bryan et al. (2010), Luchetti (2015) atribuem origem piroclástica a todas ou pelo menos para parte das rochas extrusivas da PMPE. Nota-se que os estudos de caráter mais abrangente na área da PMP, tais como os citados acima e, aqueles realizados nas rochas do Grupo Etendeka da Namíbia, são os que consideram as unidades ácidas como resultantes de processos ignimbríticos. Segundo estes autores os produtos resultantes seriam camadas tabulares soldadas semelhantes a derrames de lava. Riccomini et al. (2016) encontrou depósitos vulcanoclásticos originados do retrabalhamento das sequências vulcânicas no interior do Rio Grande do Sul.

Em contrapartida, autores como Comin-Chiaramonti et al. (1988), Bellieni et al. (1986), Umann et al. (2001), Lima et al. (2012), Waichel et al. (2012), Chmyz (2013), Polo & Janasi (2014), entre outros, realizaram estudos em diferentes áreas da PMPE e consideram as rochas ácidas como derrames e localmente domos. Condutos de lavas foram descritos por Lima et al. (2012). Nota-se que estudos de detalhe usualmente conferem origem lávica às unidades félsicas.

Os trabalhos de Muzio et al. (2009) na Formação Arequita do leste uruguaio cartografaram tanto fluxos lávicos como ignimbritos. Embora correlata à PMPE, a Formação Arequita conserva diferenças petrográficas importantes, como a presença de quartzo e feldspato potássico (ausentes ou raros nas rochas ácidas da PMP).

Riccomini et al. (2016) reconheceram depósitos vulcanoclásticos e epiclásticos posicionados no topo da sequência estratigráfica da Bacia do Paraná e relacionados às rochas ácidas da Formação Santa Maria (ATP), aos quais atribuíram o nome de Grupo Jacuí. A Formação Volta Alegre é composta predominantemente por tufos ressedimentados contendo mistura de piroclastos e constituintes epiclásticos depositados por fluxo de massa

subaéreo. Os piroclastos são de composição riodacítica e incluem fragmentos *lapilli*, cinzas, blocos e bombas. A fonte destes fragmentos são as rochas do subtipo Santa Maria.

3.4.4 Estudos realizados na Calha de Torres e região de São Joaquim-SC

O poço SJQ-I-SC foi perfurado em 1972 e situa-se na saída nordeste da cidade de São Joaquim, a 1.433 m de altitude ($28^{\circ}16'15''\text{S}/49^{\circ}55'00''\text{W}$). As seguintes informações estratigráficas são retiradas do testemunho do poço:

(1) São interpretados 27 derrames basálticos até o aparecimento do primeiro arenito *intertrap* (590 m) e 35 derrames ao todo até o contato com a Formação Botucatu;

(2) A Formação Botucatu ocupa o intervalo entre 750 e 900 m de profundidade; Formação Rio do Rasto o intervalo entre $\cong 900$ e 1.200 m e a Formação Teresina o intervalo entre $\cong 1.200\text{m}$ e 1.400 m;

(3) O embasamento metamórfico de alto grau situa-se a 1.795 m de profundidade (-362 m abaixo do nível do mar) e o Grupo Itararé assenta-se diretamente sobre o embasamento;

(4) Não foram descritas rochas ácidas no poço. Mas os descritos “basaltos cinza médio” podem corresponder às vulcânicas ácidas, que ocupariam $\cong 80$ m do topo da estratigrafia.

Peate et al. (1999) realizaram sete perfis estratigráficos na região de São Joaquim com o objetivo de estudar o comportamento dos basaltos do tipo Urubici (Khumib no norte da Namíbia), que representam as ocorrências mais meridionais de magmas alto Ti/Y na Província Magmática do Paraná. Os autores identificaram dezoito derrames de basaltos do tipo Urubici, que estão intercalados com basaltos do tipo Gramado (baixo Ti/Y, $\text{Ti/Zr} < 70$ ppm). Apenas no topo do Morro da Igreja é identificado um derrame do tipo Esmeralda (baixo Ti/Y, $\text{Ti/Zr} > 60$ ppm). Conforme observado pelos autores, as lavas da região de São Joaquim recobriram sucessivamente os sedimentos da Formação Botucatu em direção ao nordeste, mostrando que havia um relevo pré-eruptivo de até 400 m de desnível entre as áreas da Serra do Rio do Rastro (perfil GB) e Serra do Corvo Branco (perfil CO). Contudo, há evidência de soerguimento diferencial da região de São Joaquim pós-magmatismo, baseada na correlação de estratos riolíticos. Rochas ácidas do tipo Palmas (Unidade F usada por Milner et al. 1995; subtipo Caxias do Sul de Nardy et al. 2008, Ewart et al. 1998) são encontradas a $\cong 630$ m de profundidade no testemunho de sondagem ES ($\cong 150$ km a oeste

de São Joaquim) e no perfil GB situam-se entre 1.430-1.500 m. Peate et al. (1999) apontam um soerguimento diferencial pós-magmatismo de aproximadamente 1 km para a região de São Joaquim.

Pinto et al. (2011) coletaram a amostra WWP (UTM 22S 541620/ 6740982; 907 m) nos riodacitos do Tipo Palmas no município de São Francisco de Paula, no flanco sul da Calha de Torres. Conforme o método U-Pb os autores obtiveram a idade de $134,6 \pm 1,4$ Ma para estas rochas.

Waichel et al. (2012) descreveram a arquitetura de fácies da Formação Serra Geral na região da Calha de Torres e identificaram cinco episódios vulcânicos:

(1) Episódio Vulcânico Básico I (BVE-I) recobre o paleoerg do Botucatu por meio de derrames do tipo *pahoehoe* compostos;

(2) Episódio Vulcânico Básico II (BVE-II) formado por uma sequência de $\cong 500$ m de espessura composta por derrames do tipo *pahoehoe* simples;

(3) Episódio Vulcânico Ácido I (AVE-I) formado por uma associação de domos lávicos de pequeno porte;

(4) Episódio Vulcânico Básico III (BVE-III) formado por derrames do tipo *a'a'* e também *rubby pahoehoe*, os últimos identificados por Rossetti et al. (2014);

(5) Episódio Vulcânico Ácido II (AVE-II) constituído por derrames ácidos tabulares, semelhantes aos observados na região de São Joaquim e descritos nesta tese.

4.0 DEFINIÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DAS LITOFÁCIES DE CAMPO

Durante as etapas de campo no Brasil foram descritos 157 afloramentos e discriminados quatro litotipos reconhecíveis em campo: basalto (B), microgabro (diabásio) (E), rocha vulcânica félsica litoidal (D), comumente dacitos, e *pitchstone* (P) associado às rochas félsicas. A combinação entre litotipo, textura, estrutura (presença, quantidade e forma das amígdalas, disjunções tabulares horizontais, inclinadas etc.) resulta nas litofácies de campo (Tabela 7). O método usado para a caracterização das litofácies foi baseado em McPhie, Doyle & Allen (1993) e também em Rosseti et al. (2014) e Barreto et al. (2014), os quais trabalharam na região da Calha de Torres. De acordo com os primeiros, na definição das litofácies estão embutidas informações das características evidentes em escala de afloramento, como estrutura e textura das rochas e organização interna e geometria do corpo.

São propostas 21 litofácies agrupadas em três associações geológicas norteadas pela posição estratigráfica das rochas: episódio vulcânico básico inferior, episódio vulcânico ácido e episódio básico intrusivo raso. O agrupamento e o reaparecimento horizontal e vertical das litofácies permite a proposição de unidades vulcânicas (fluxos vulcânicos), que são descritas na seção de estratigrafia desta tese (Capítulo 6.0).

Tabela 7: Códigos para rochas e estruturas, que combinados formam as litofácies de campo, preferencialmente em ordem estratigráfica.

Litofáceis	Descrição (campo)/associação de fácies
Episódio Básico Intrusivo Raso	
hJB	Basalto maciço a fluidal afanítico ou fanerítico fino com disjunções prismáticas horizontais
vJE	Microgabro maciço fanerítico médio com disjunções verticais tabulares/prismáticas
Episódio Vulcânico Ácido	
aaP	<i>Pitchstone</i> amigdaloidal (70-95% de amígdalas/vesículas na rocha) intensamente intemperizado com bandas de fluxo e contendo localmente fragmentos rochosos, por vezes altamente vesiculados
aP	<i>Pitchstone</i> com amígdalas
bP	<i>Pitchstone</i> bandado ou dobrado
mP	<i>Pitchstone</i> maciço
vJP	<i>Pitchstone</i> com disjunções verticais
gD	Dacito vítreo a litoidal com amígdalas e geodos decimétricos
aD	Dacito com amígdalas esparsas
mD	Dacito maciço afanítico com textura sal e pimenta
bD	Dacito com acamadamento composicional ou bandamento de fluxo
bdD	Dacito com acamadamento dobrado

pjD	Dacito com disjunções em lajes estreitas (2-5 cm)
vjD	Dacito disjunções verticais
Episódio Vulcânico Básico Inferior	
aaBr	Brecha basáltica amigdaloidal (autobrecha)
aaB	Basalto muito amigdaloidal (>80% da rocha)
cB	Basalto com disjunções colunares
mB	Basalto maciço
aB	Basalto com amígdalas (<25% da rocha)
fB	Basalto com estrutura de fluxo
gB	Basalto com geodos

4.1 EPISÓDIO VULCÂNICO BÁSICO INFERIOR

As rochas deste episódio vulcânico são descritas em campo como *basaltos*. Contudo, a classificação química as enquadra em *andesitos basálticos* (observar diagrama TAS da página 125), nomenclatura adotada aqui.

As rochas são de cor cinza-escuro quando são e a capa de intemperismo que as envolve é de cor laranja ou amarela. As seguintes litofácies são descritas como andesito basálticas: (1) com geodos (gB): ocorrência de geodos e outras cavidades centimétricas a métricas totalmente revestidas por cristais de quartzo, calcita e apofilita; (2) Com estrutura de fluxo (fB): observam-se feições de fluxo na macroscopia, evidenciada por lineação de orientação mineral; (3) Com amígdalas (aB): baixa a moderada ocorrência de amígdalas, ocupando até 25% da rocha. Ocorrem amígdalas geralmente milimétricas a centimétricas, ovais e preenchidas por quartzo, calcita e zeólita; (4) Maciça (mB): rocha afanítica maciça (Figura 18 a); (5) Com disjunções colunares (cB): ocorrência de entablamento de grande porte formada por disjunções colunares com mais de 10 m de altura que apresenta, ortogonalmente geometria hexagonal, pentagonal, triangular ou retangular (Figura 17). Por vezes, o conjunto de disjunções está inclinado evidenciando o sentido do fluxo vulcânico; (6) Muito amigdaloidal (aaB): ocorrência generalizada de amígdalas esféricas, ovais e de formas ameboides, de diversos tamanhos (milimétricas a centimétricas). O preenchimento é dado por argilominerais, quartzo, calcedônia e zeólita; (7) Brecha muito amigdaloidal (aaBr): fragmentos de rocha máfica amigdaloidal centimétricos a decimétricos, arredondados e sem orientação preferencial, envolvidos por matriz fina formada por fragmentos (Figura 18 b). O arranjo arquitetônico destas litofácies ocorre como mostrado na Figura 20.

4.2 EPISÓDIO BÁSICO INTRUSIVO RASO

São registrados basaltos com disjunções horizontais (hjB) e microgabros com disjunções tabulares verticais (vjE), associados a intrusões rasas na forma de diques e soleiras, respectivamente, intrusivos na sequência de rochas ácidas.

Os diques observados tem espessura que varia de decímetros até alguns metros. As disjunções horizontais formam prismas com largura entre 2 e 15 cm (Figura 19). As soleiras observadas são formadas por rochas de textura equigranular fina e quando intemperizadas geram material amarelo-alaranjado, destoante dos saprólitos de cor marrom-claro do entorno desenvolvidos sobre as rochas félsicas.



Figura 17: Derrame máfico com disjunções colunares de grande porte (cB), localizado na estrada entre Lages e São Joaquim (SC) (UTM 22S 589232/6908852; 1200 m).

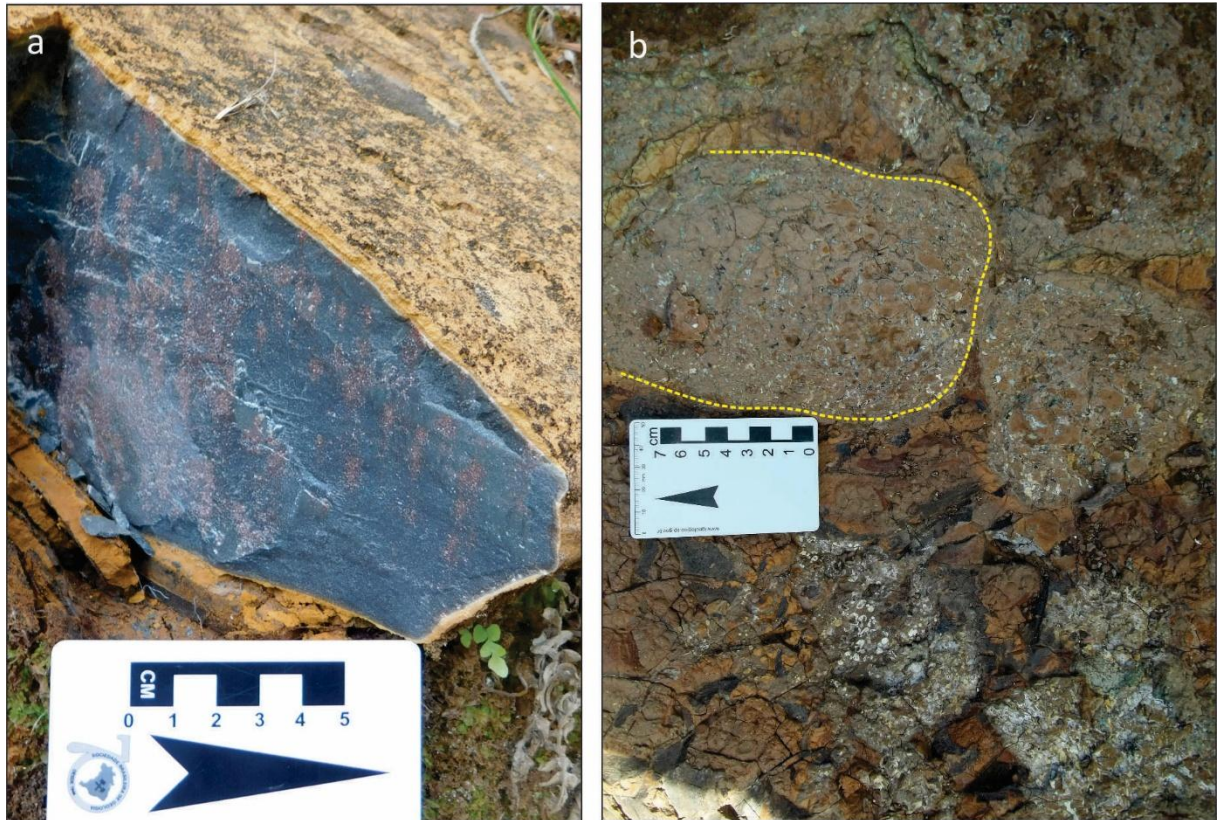


Figura 18: Litofácies de andesito-basáltico maciço (mB) (a; SJ-247 UTM 22S 596760/6857752, 1159 m) e brecha andesito-basáltica amigdaloidal (aaBr) (b; SJ-31 UTM 22S 603225/6867803, 1271 m).

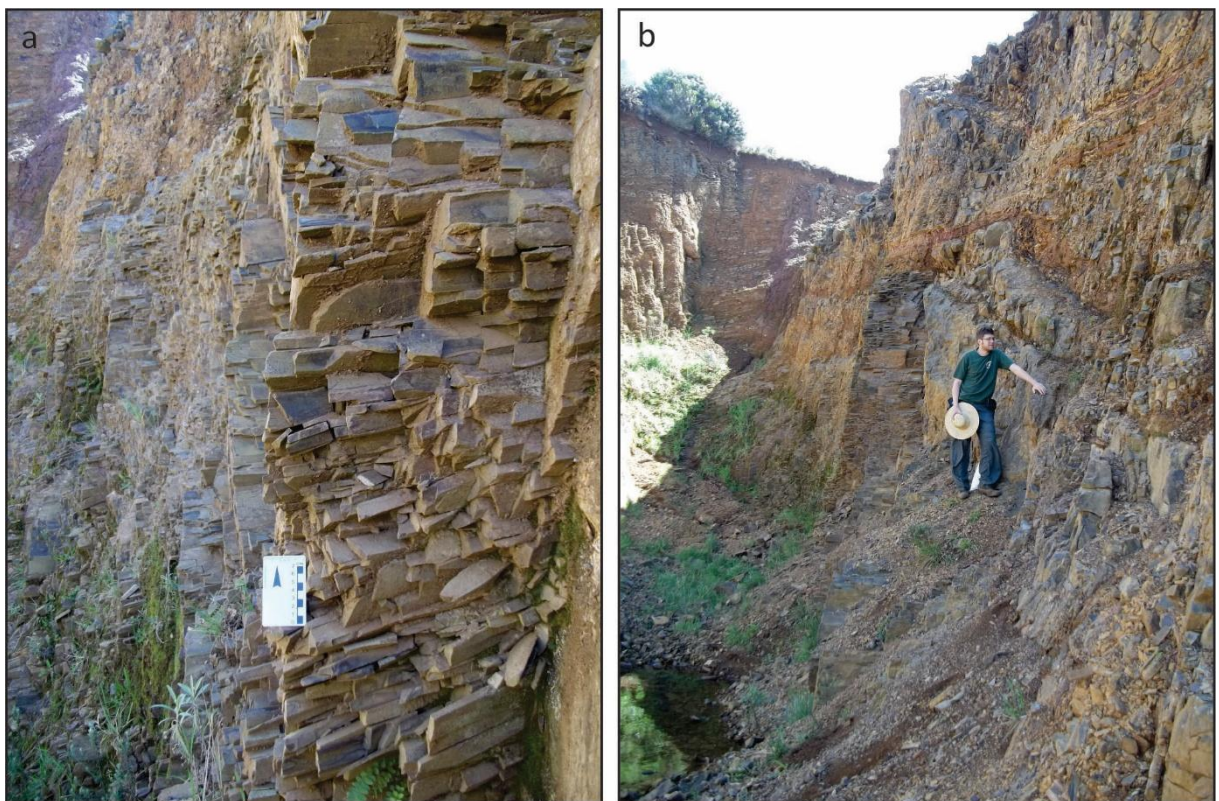


Figura 19: Diques de composição basáltica (hjB) encaixados na sequência ácida e de direção N-S, com espessuras métricas (SJ-21).

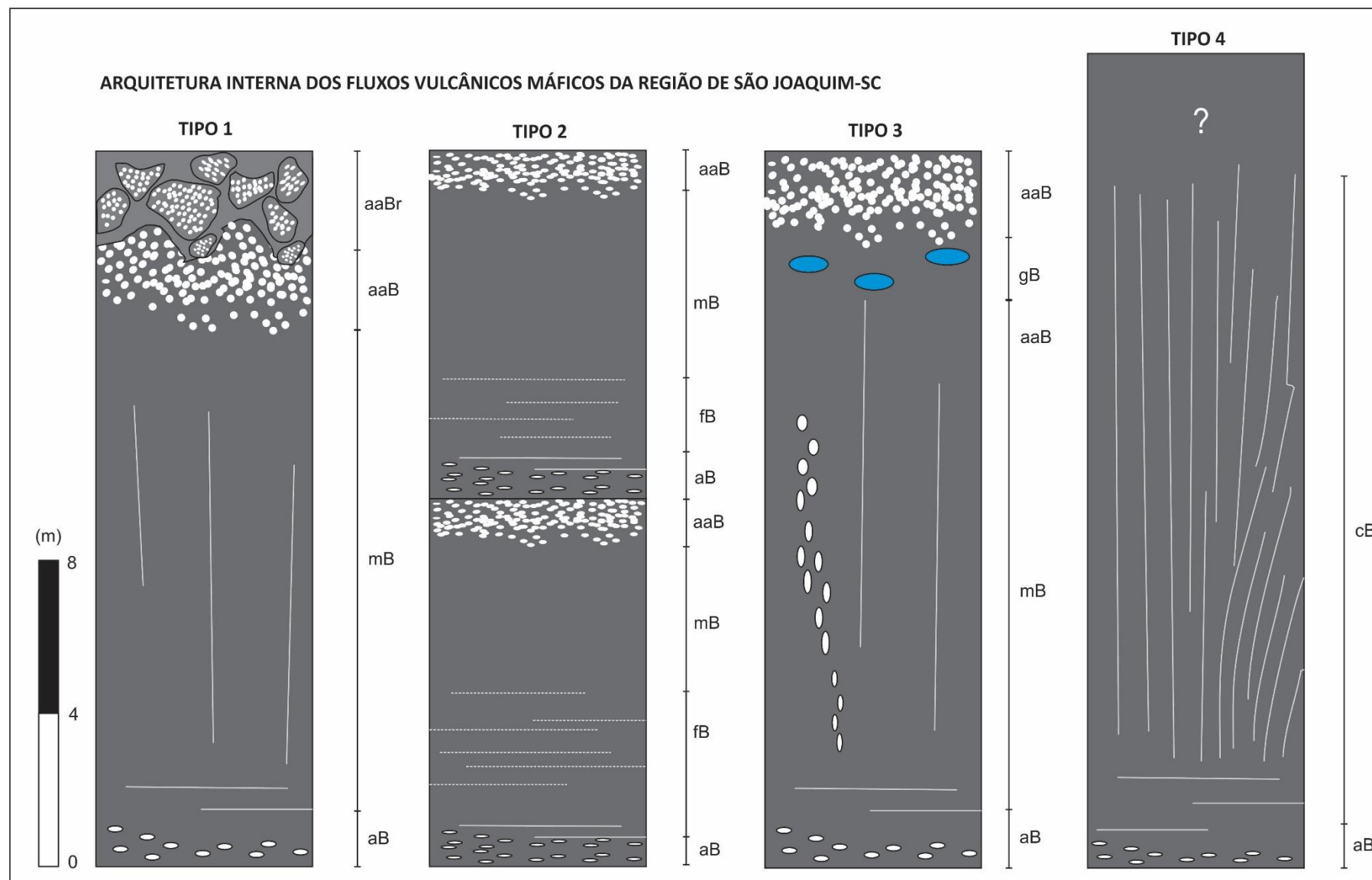


Figura 20: Quatro tipos de arranjo das litofácies do episódio vulcânico máfico inferior. Siglas das litofácies conforme Tabela 7.

4.3 EPISÓDIO VULCÂNICO ÁCIDO

Este episódio gerou rochas de cor cinza claro, hololeucocráticas a leucocráticas e texturalmente afaníticas, hipohialinas a hipocristalinas, raramente holohialinas. Quando há predomínio de vidro vulcânico a rocha apresenta cor cinza escuro e brilho graxo e é denominada *pitchstone*, que pode estar completamente intemperizado; quando há menor porcentagem de vidro vulcânico, é denominada de dacito litoidal que, quando maciço, comumente apresenta textura sal e pimenta (quantidades semelhantes de minerais claros e vidro vulcânico). Estruturalmente essas rochas apresentam-se maciças ou amigaloidais e localmente exibem acamamentos ou bandamentos de fluxo magmático; disjunções em lajes são muito comuns. Raramente são registradas disjunções verticais. Não são encontradas rochas félsicas na forma de intrusões rasas.

4.3.1 *Pitchstone* intemperizado amigdaloidal associado a brechas (aaP)

É comum encontrar um material bastante intemperizado de cor amarela, laranja ou marrom-avermelhado, com alto teor de amígdalas (70-90% do volume da rocha) de diversas formas e alinhamentos. As amígdalas são submilimétricas a centimétricas, com formas ameboides e ovais e, geralmente arredondadas, mas também com formas cúspides. São preenchidas por argilominerais de cor bege-claro. Quartzo é raro ou ausente. A estrutura amigdaloidal é muitas vezes acompanhada por uma estrutura de fluxo contorcida e dobrada, definida pela orientação preferencial de amígdalas (Figura 21).

Localmente são observados fluxos de amígdalas contornando fragmentos rochosos (Figura 22). Também são registrados fragmentos ameboides altamente vesiculados envoltos por matriz muito fina (também intemperizada) não amigdaloidal (Figura 23).

Esta litofácies ocorre sobrepondo ou subjazendo as litofácies litoidais e também sotoposto ao *pitchstone* com amígdalas oblatas (aP), em contato ondulado com este.

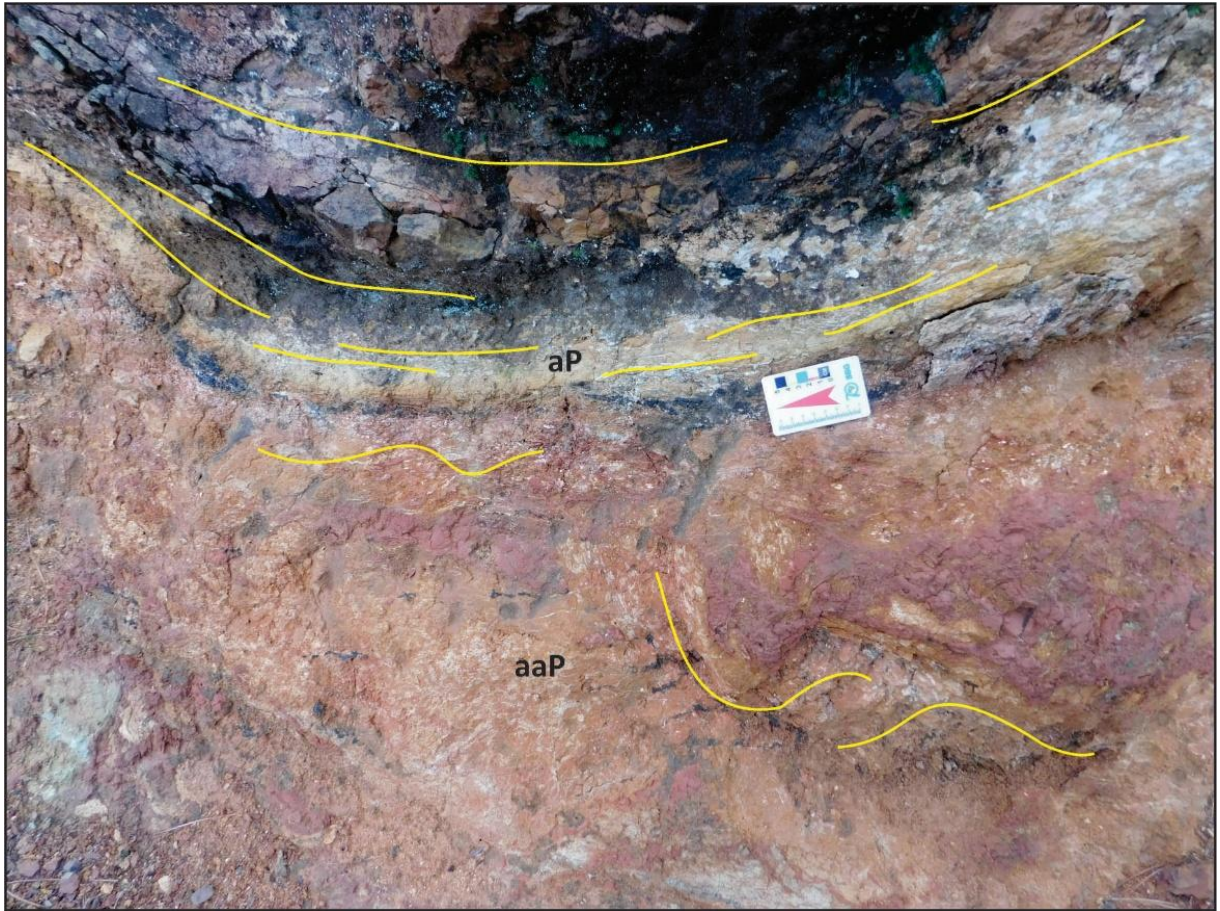


Figura 21: *Pitchstone* com amígdalas (aaP) orientadas preferencialmente e por vezes achatadas (SJ-76).

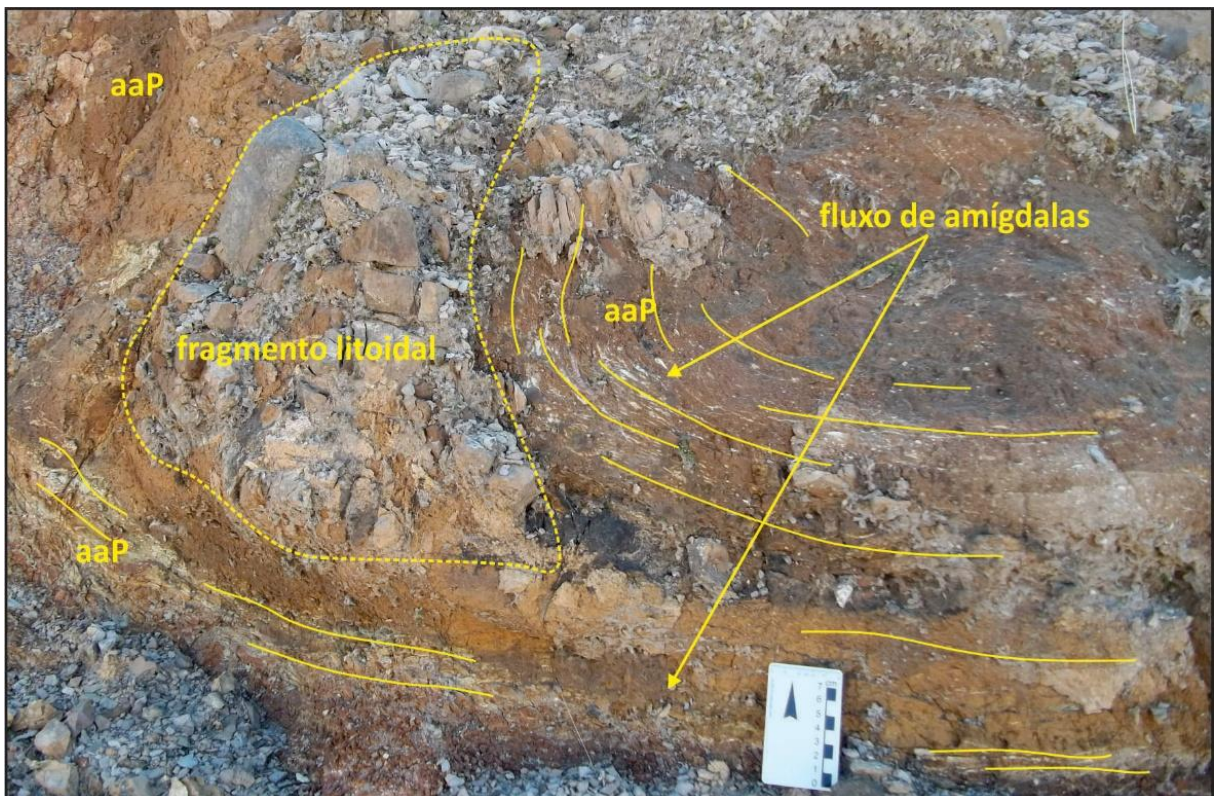


Figura 22: Fluxo de amígdalas contorna um fragmento rochoso pouco amigdaloidal (aaP; SJ-32).

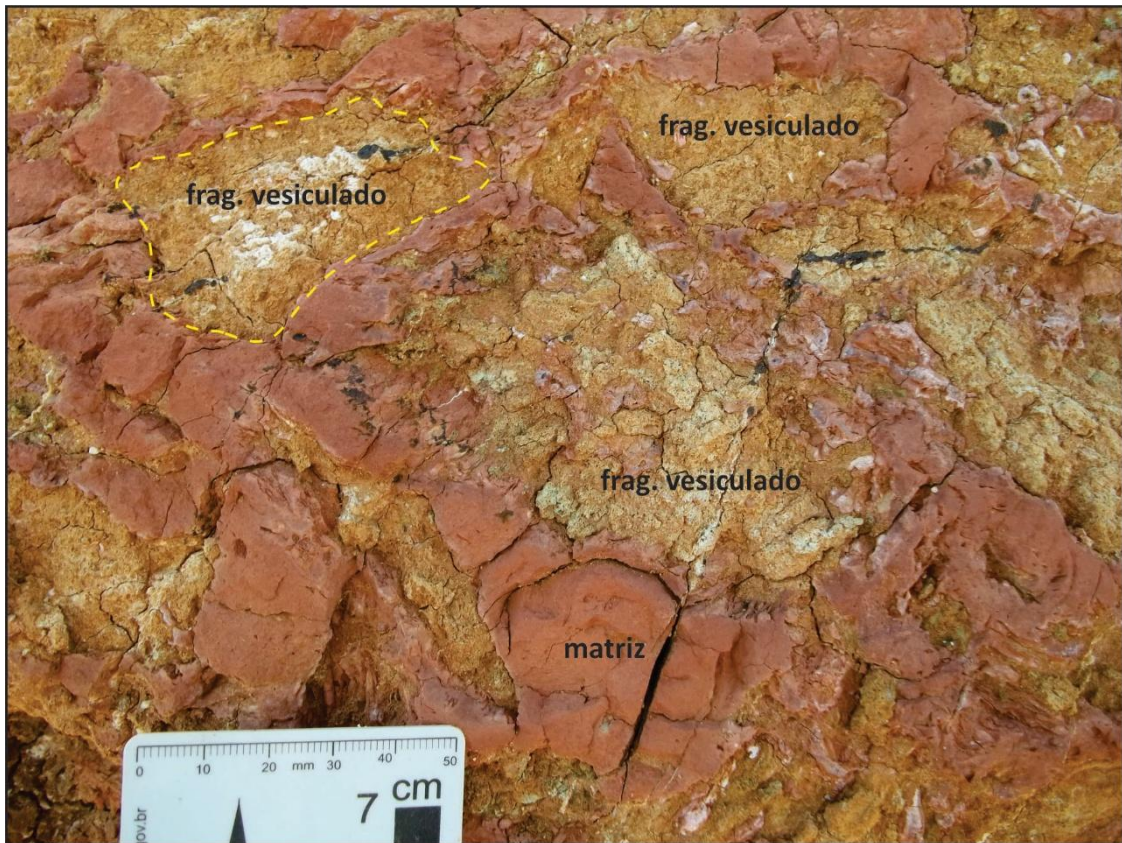


Figura 23: Ocorrência de brechas basais contendo fragmentos altamente vesiculados envoltos por matriz fina (aaP; SJ-76).

4.3.2 *Pitchstone* intemperizado com amígdalas oblatas (aP)

Litofácies formada por *pitchstone* completamente intemperizado geralmente de cor laranja ou marrom avermelhado. Dispersas nesse material intemperizado, registram-se amígdalas, cavidades com drusas finas de quartzo e vesículas que apresentam na maioria das vezes formas ovais a oblatas (aparentemente indicando achatamento por sobrecarga). A litofácies encontra-se preferencialmente sobreposta às zonas altamente amigdaloidais (aaP), em contato ondulado com esta e sotoposta a dacitos com disjunções em lajes e acamadamento ou a dacitos maciços.

4.3.3 *Pitchstones* não intemperizados maciços (mP), bandados e dobrados (bP) ou com disjunções verticais (vjP)

Rochas são a pouco intemperizadas, compostas predominantemente por vidro vulcânico, de cor cinza escuro e brilho graxo a sedoso. Ocorrem estruturalmente maciços, bandados, dobrados ou com disjunções verticais. Afloram sotopostos a dacitos com disjunções em lajes, lateralmente a litofácies amigdaloidais, como camadas envelopando

dacitos litoidais e ainda como lentes ou lascas dentro de litofácies amigdaloidais. Quando maciços costumam ser muito resistentes ao intemperismo e definem altos no relevo. Localmente ocorrem dobras fechadas a apertadas centimétricas (Figura 25).

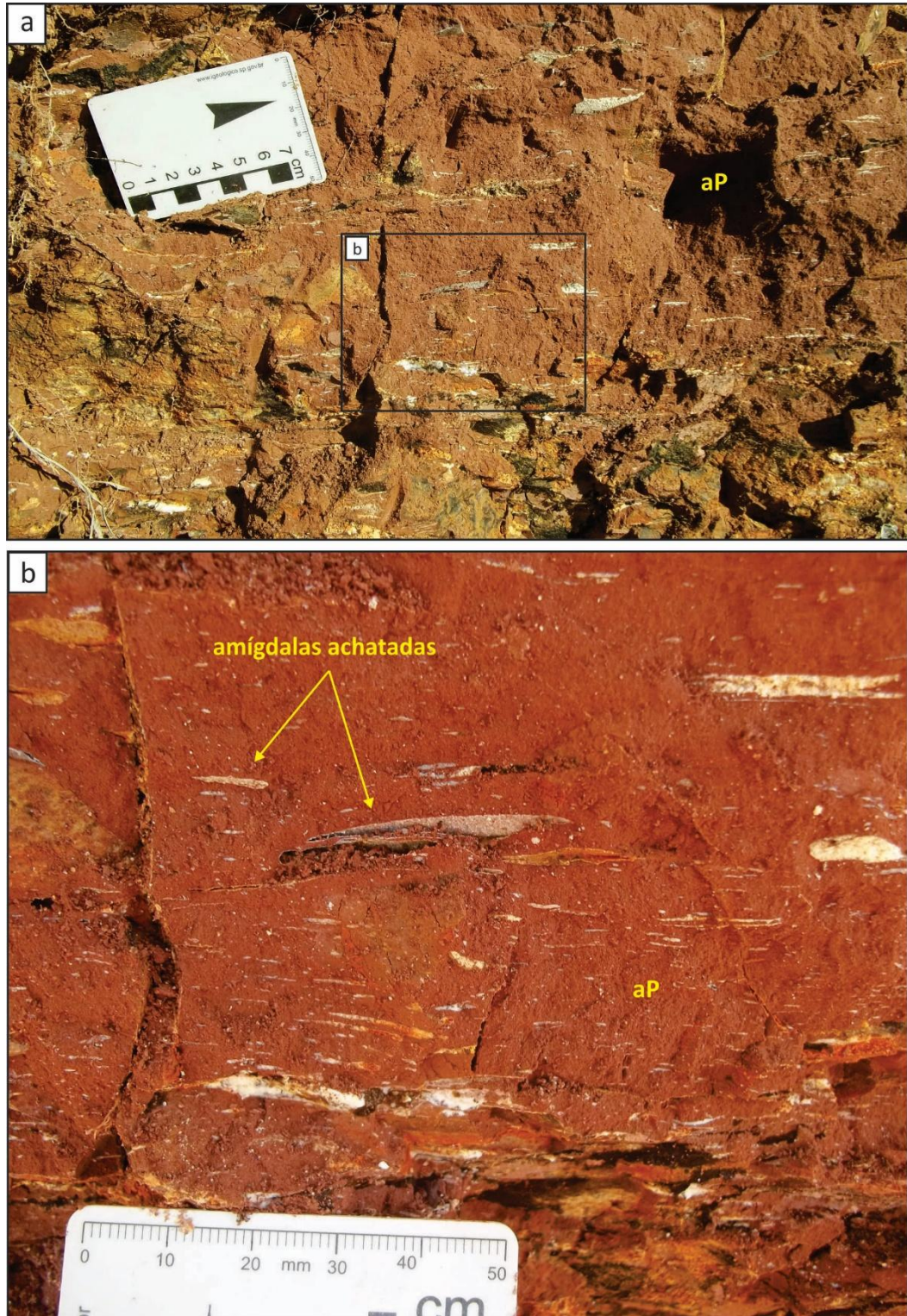


Figura 24: *Pitchstone* intemperizado com amígdalas/vesículas ovais achatadas; (a) visão geral do afloramento e (b) detalhe (aP; SJ-53).

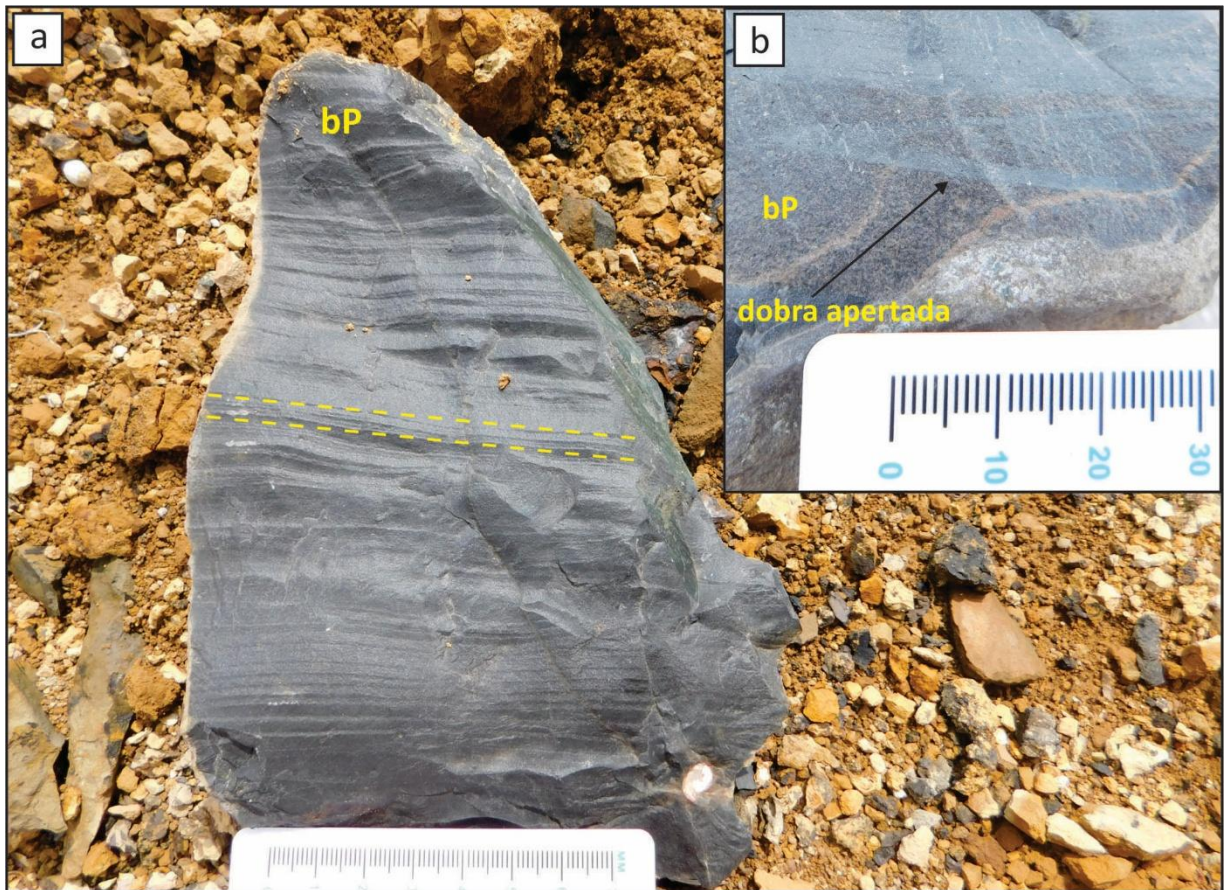


Figura 25: (a) Amostra de *pitchstone* bandado (bP) e (b) localmente dobrado com formação de dobras centimétricas apertadas (SJ-255); notar que as dobras não resultam de efeito de corte sobre o bandamento.

4.3.4 Dacitos hialinos a litoidais com amígdalas e geodos (gD)

São agrupadas aqui rochas hipohialinas amigdaloidais ou então com geodos. Ocorrem sotopostas à litofácies de *pitchstones* amigdaloidais intemperizados e brechas e sobrepostos a dacitos litoidais com amígdalas ou a dacitos maciços. A espessura deste nível varia entre 3 e 30 m. As amígdalas são geralmente ovais com 1 a 5 cm de comprimento e estão orientadas preferencialmente, diagonalmente aos limites do fluxo vulcânico. São preenchidas por zeólita ou quartzo translúcido. Os geodos podem ter até 20 cm de diâmetro, são geralmente ovais quando vistos em corte transversal e esféricos quando vistos em planta e, às vezes, adquirem aspecto de gota invertida (Figura 26). São preenchidos por quartzo hialino a translúcido, localmente ametista, sob a forma de drusas, e também calcita.

4.3.5 Dacitos litoidais com amígdalas (aD)

Dacitos litoidais com textura sal e pimenta são agrupados nesta litofácies quando apresentam amígdalas esparsas orientadas preferencialmente e geralmente evidenciando um paleofluxo das mesmas ascendente no corpo vulcânico. As amígdalas são milimétricas a

centimétricas e comumente preenchidas integralmente por quartzo hialino a translúcido. Esta litofácies ocorre sobreposta aos dacitos litoidais completamente maciços e sotoposta aos dacitos com geodos.



Figura 26: (a) dacito vítreo com amígdalas e geodos com orientação preferencial (SJ-32); (b) dacito litoidal com textura sal e pimenta com geodos ovais centimétricos com orientação preferencial revestidos por ametista e calcita e amígdalas preenchidas por zeólita (SJ-245).

4.3.6 Dacitos maciços (mD)

As rochas félsicas maciças (mD) são de cor cinza-claro (por vezes são vermelhas) e se decompõem originando saprólitos de cor marrom-claro e bege, com preservação de blocos e matacões métricos arredondados (Figura 27 a). A textura é afanítica do tipo sal e pimenta, quando se torna possível divisar as porções vítreas da rocha dos cristais, principalmente em amostras com algum grau de intemperismo (Figura 27b). Estas rochas parecem constituir níveis da ordem de vários quilômetros quadrados com espessuras de 10 a 50 m, por vezes alcançando 65 m. O centro destes níveis pode apresentar disjunções tabulares verticais ou subverticais, com espaçamento de 10 a 20 cm até 2 m. Dacitos com bandamento incipiente também são observados. Por vezes, ocorre a presença de raras amígdalas. Neste caso, as amígdalas são esféricas, arredondadas e tem de 0,3 a 1 cm de diâmetro e o preenchimento é por quartzo.



Figura 27: (a) Típica alteração em blocos e matacões da fácies maciça (mD) no topo do afloramento SJ-244, com geração de saprólitos de cor bege claro. No nível médio e inferior do perfil observam-se disjunções horizontais de grande porte talvez relacionadas à descompressão do corpo rochoso; (b) detalhe da rocha félsica maciça, nota-se textura sal e pimenta típica dos dacitos litoidais maciços.

4.3.7 Dacitos com disjunções em lajes (pjD)

A litofácies formada por rochas félsicas com disjunções em lajes (pjD) apresenta disjunções horizontais plano-paralelas penetrativas, com espaçamento geralmente entre 1,5 e 5 cm, podendo chegar a 15 cm e sendo mais estreito quanto mais próximo à base do nível que contém as disjunções. Ocorre geralmente acima das porções com bandamento plano-paralelo (bD) e da litofácies de *pitchstones* com amígdalas oblatas (aP) e subjazendo níveis de dacitos maciços (mD). Esta fácies pode distribuir-se paralelamente à superfície ou então inclinada, com mergulhos variados de até médio grau (45°; Figura 28). Observa-se que a inclinação das disjunções em lajes ocorre em contato lateral ou basal com a litofácies dos *pitchstones* amigdaloidais (aaP)



Figura 28: Dacitos com disjunções em lajes com ângulos de mergulho médios (25 a 45°).

4.3.8 Dacitos com acamadamento ou bandamentos de fluxo magmático planar (bD) a dobrado (bdD)

São rochas cinza-claras esverdeadas a azuladas quando frescas e de cor cinza-médio arroxeado quando mais intemperizadas. São de fácil identificação em campo porque formam

afloramentos modelados por intemperismo diferencial (Figura 29a). A diferença de resistência se deve à variação na quantidade de vidro vulcânico entre as camadas e a presença de níveis de quartzo paralelos ao acamamento (Figura 29b). Estas rochas constituem níveis muito extensos, da ordem de centenas de metros a quilômetros, com bandamento plano-paralelo a ondulado e por vezes dobrado, compondo as fácies bD e bdD, respectivamente. Nota-se localmente o dobramento do bandamento na forma de dobras suaves e abertas de tamanho métrico (Figura 30).



Figura 29: Dacito bandado aflorante nas encostas de colinas, com bandamento ressaltado pelo intemperismo diferencial no afloramento SJ-25 (a); dacito pouco intemperizado apresenta bandamento plano-paralelo ondulado (nas camadas mais escuras há quantidades um pouco maiores de vidro vulcânico) no afloramento SJ-17 (b).

Na maioria dos casos o acamamento vulcânico não é acompanhado de qualquer feição de fluxo observável em seção delgada (ver página 90). Entretanto, localmente estão presentes estruturas de fluxo, como a orientação preferencial de fenocristais de piroxênio (Figura 31).

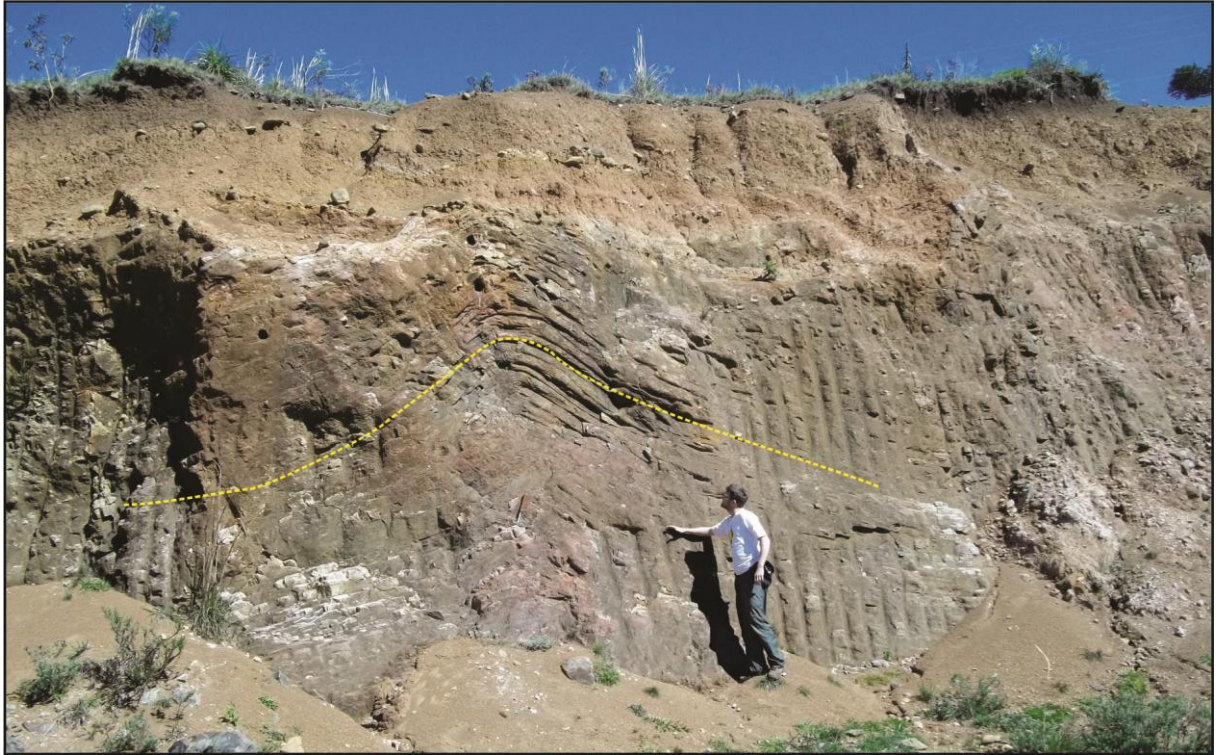


Figura 30: Dacito com acamamento dobrado (bdD; SJ-48).

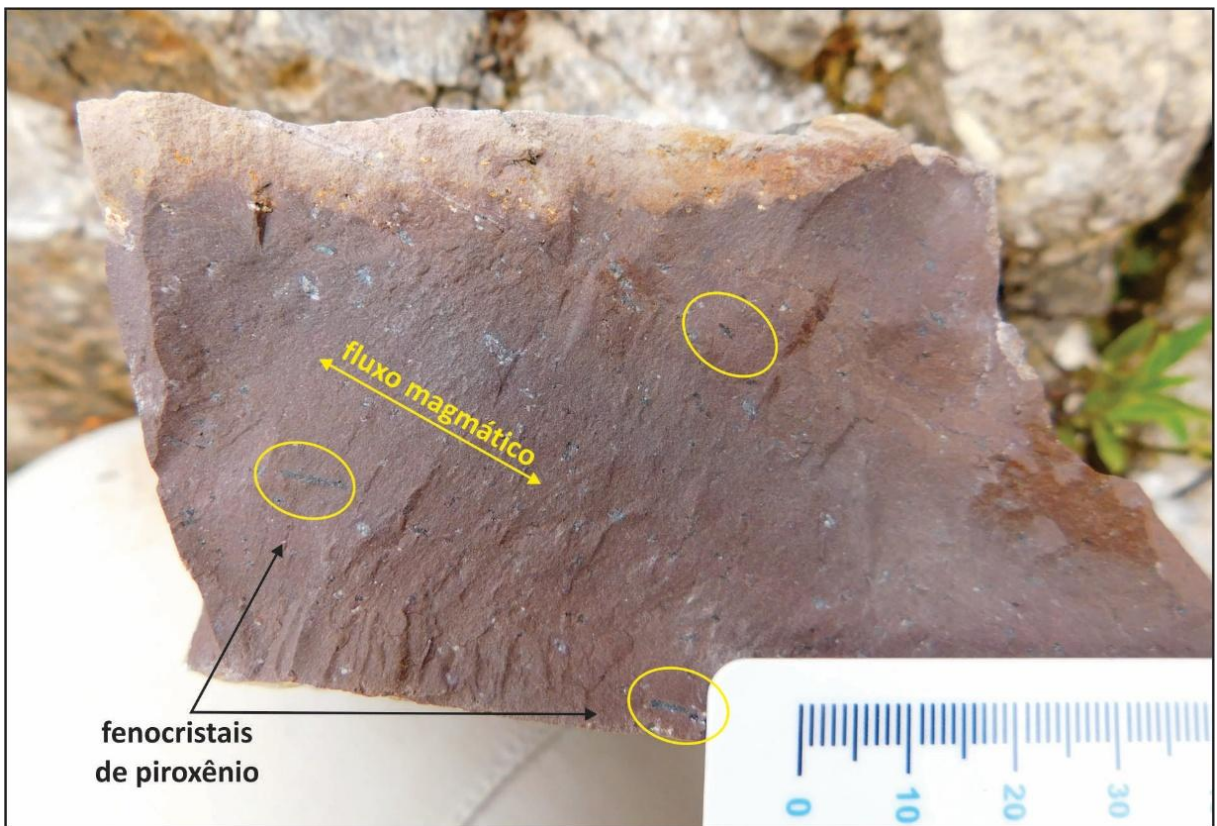


Figura 31: Amostra contendo fluxo vulcânico marcado pela orientação preferencial de fenocristais de piroxênio (SJ-250).

5.0 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA MICROSCÓPICA DAS LITOFÁCIES

5.1 MICROSCOPIA DAS LITOFÁCIES DESCRITAS EM SÃO JOAQUIM

Foram descritas 65 seções delgadas oriundas de amostragem feita na região de São Joaquim. Destas, seis são de derrames básicos, duas de soleiras e duas de diques máficos. O restante prioriza as rochas ácidas da região. A descrição das seções será apresentada de acordo com as litofácies de campo, já descritas no capítulo anterior.

5.1.1 Episódio Básioa Intrusivo Raso

5.1.1.1 BASALTOS EM DIQUES COM DISJUNÇÕES HORIZONTAIS (hjB)

Seções delgadas: SJ-28-D, SJ-228-B¹.

Os diques basálticos descritos em campo são variados quando observados em microscopia. A rocha coletada no ponto SJ-28-D é microporfirítica, holocristalina e a granulometria varia entre 0,1 a 0,25 mm. A assembleia mineral é constituída por plagioclásio ($\cong 45\%$), clinopiroxênio ($\cong 40\%$) e magnetita ($\cong 15\%$). Os cristais de plagioclásio são inequigranulares e principalmente euédricos a subédricos. Os cristais de clinopiroxênio são equigranulares subédricos a anédricos. A magnetita apresenta-se em cristais subédricos a euédricos. Observa-se textura intergranular e a orientação preferencial de ripas de plagioclásio define uma estrutura de fluxo magmático (Figura 32).

A seção delgada SJ-228-B é afírica, hipocristalina com cerca de 40% de vidro vulcânico na matriz e a granulometria varia entre 0,2 a 0,5 mm. A assembleia mineral compõe-se de plagioclásio ($\cong 30\%$), piroxênio ($\cong 20\%$) e magnetita ($\cong 10\%$). Os cristais de plagioclásio são equigranulares, euédricos a subédricos com hábito ripiforme a acicular. Registra-se textura intersertal devido a presença do vidro vulcânico. Observa-se orientação preferencial das ripas de plagioclásio marcando uma estrutura de fluxo magmático.

5.1.1.2 MICROGABROS (DIABÁSIOS) EM SOLEIRAS COM DISJUNÇÕES VERTICAIS (vjE)

Seções delgadas analisadas: SJ-18, SJ-229-A.

Os microgabros das soleiras possuem textura fanerítica equigranular fina em seção delgada. São holocristalinos e a granulometria varia entre 1 e 2 mm. A assembleia mineral é

¹ As coordenadas dos pontos são encontradas na tabela de afloramentos nos apêndices.

² Apenas uma das amostras de *pitchstone* possui 40% de vidro vulcânico em seção delgada, porém macroscopicamente a rocha tem as mesmas características dos outros *pitchstone*.

³ *Outliers* – refere-se a um conjunto de rochas em camadas que visto em planta, exibe as unidades mais antigas

constituída por plagioclásio ($\cong 45\%$), clinopiroxênio ($\cong 45\%$) e magnetita ($\cong 5\%$). Os cristais de plagioclásio são equigranulares, euédricos a subédricos. Os cristais de clinopiroxênio são subédricos a anédricos e inequigranulares. A textura pode variar de intergranular a ofítica (Figura 33). A estrutura é maciça.

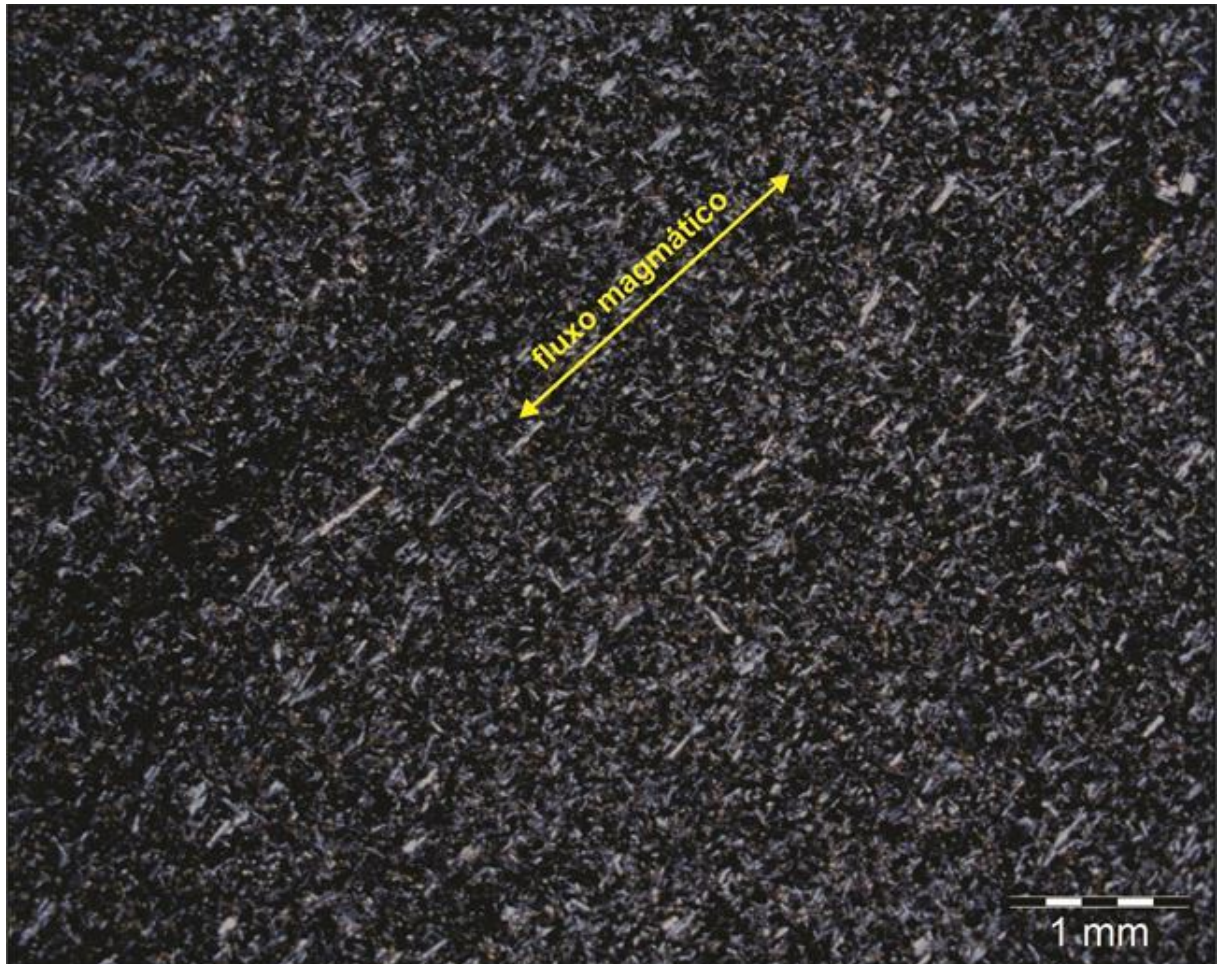


Figura 32: Fotomicrografia de basalto coletado no ponto SJ-28 (seção delgada SJ-28-D; hjE); observa-se estrutura de fluxo magmático definida pela orientação preferencial de microfenocristais de plagioclásio ripiformes. Luz polarizada.

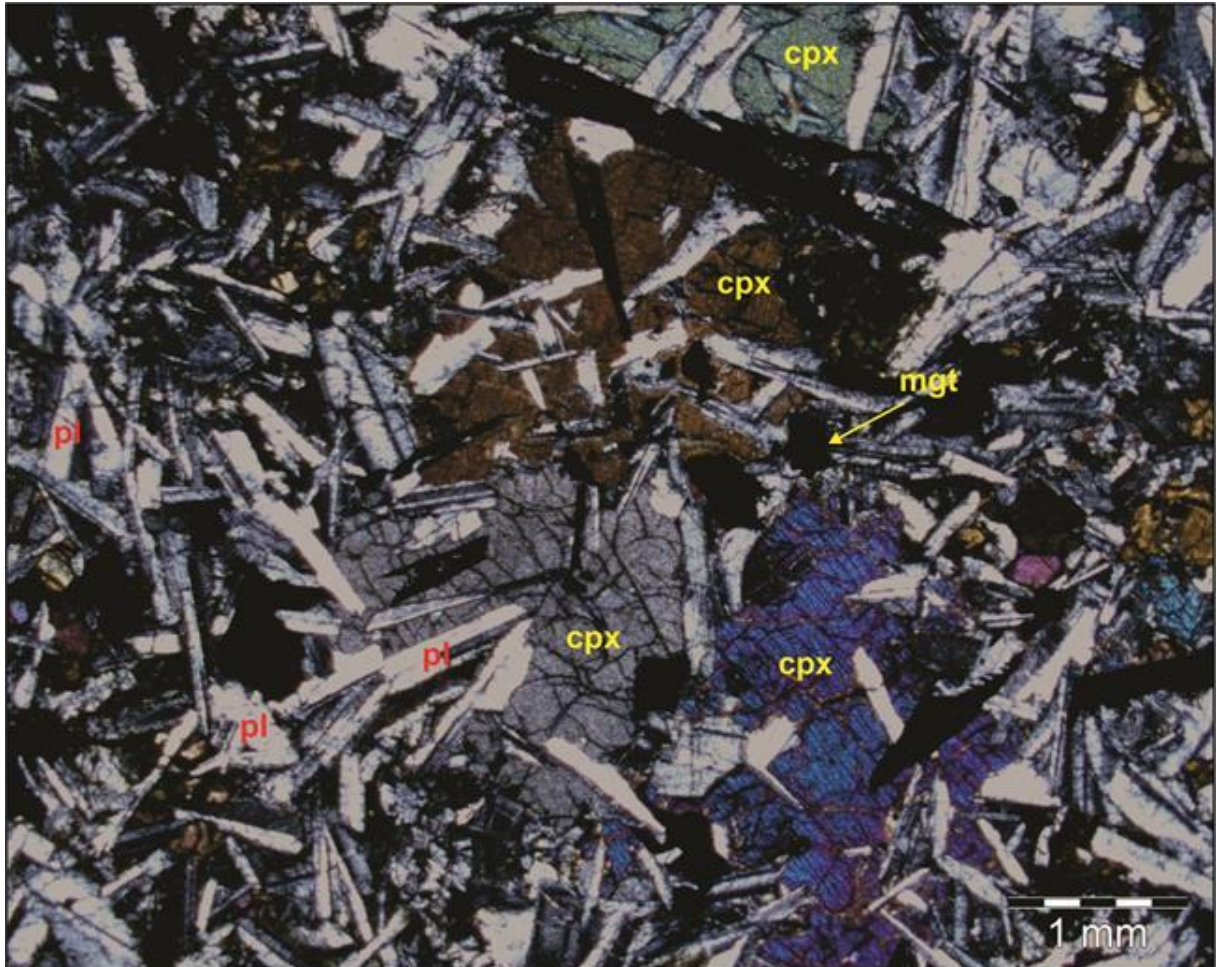


Figura 33: Fotomicrografia de gabro coletado no ponto SJ-18 (vJE); observa-se textura ofítica e subofítica, com cristais de clinopiroxênio envolvendo os cristais de plagioclásio. Luz polarizada.

5.1.2 Episódio Vulcânico Ácido

5.1.2.1 *PITCHSTONE* (INTEMPERIZADO) AMIGDALOIDAL (aaP)

Seções delgadas: SJ-53, SJ-228-C, SJ-228-D, SJ-258

Em seção delgada os *pitchstones* amigdaloidais são rochas afíricas hipohialinas com 60 a 80% de vidro vulcânico na matriz e a porção cristalina tem granulometria variando entre 0,05 a 0,1 mm. A assembleia mineral é formada por plagioclásio (10-15%), clinopiroxênio (0-5%), magnetita (1-5%) e agregados quartzo-feldspáticos (0-5%); localmente podem predominar até 15% de óxidos e minerais secundários (argilominerais). Os cristais de plagioclásio são comumente subédricos, podendo ser euédricos ripiformes a anédricos em alguns casos. O piroxênio é anédrico e a magnetita subédrica. Observa-se a presença de vesículas e amígdalas milimétricas em sua grande maioria com geometria ovalada e orientadas preferencialmente, as quais podem ocupar até 90% do volume da rocha (Figura 34).

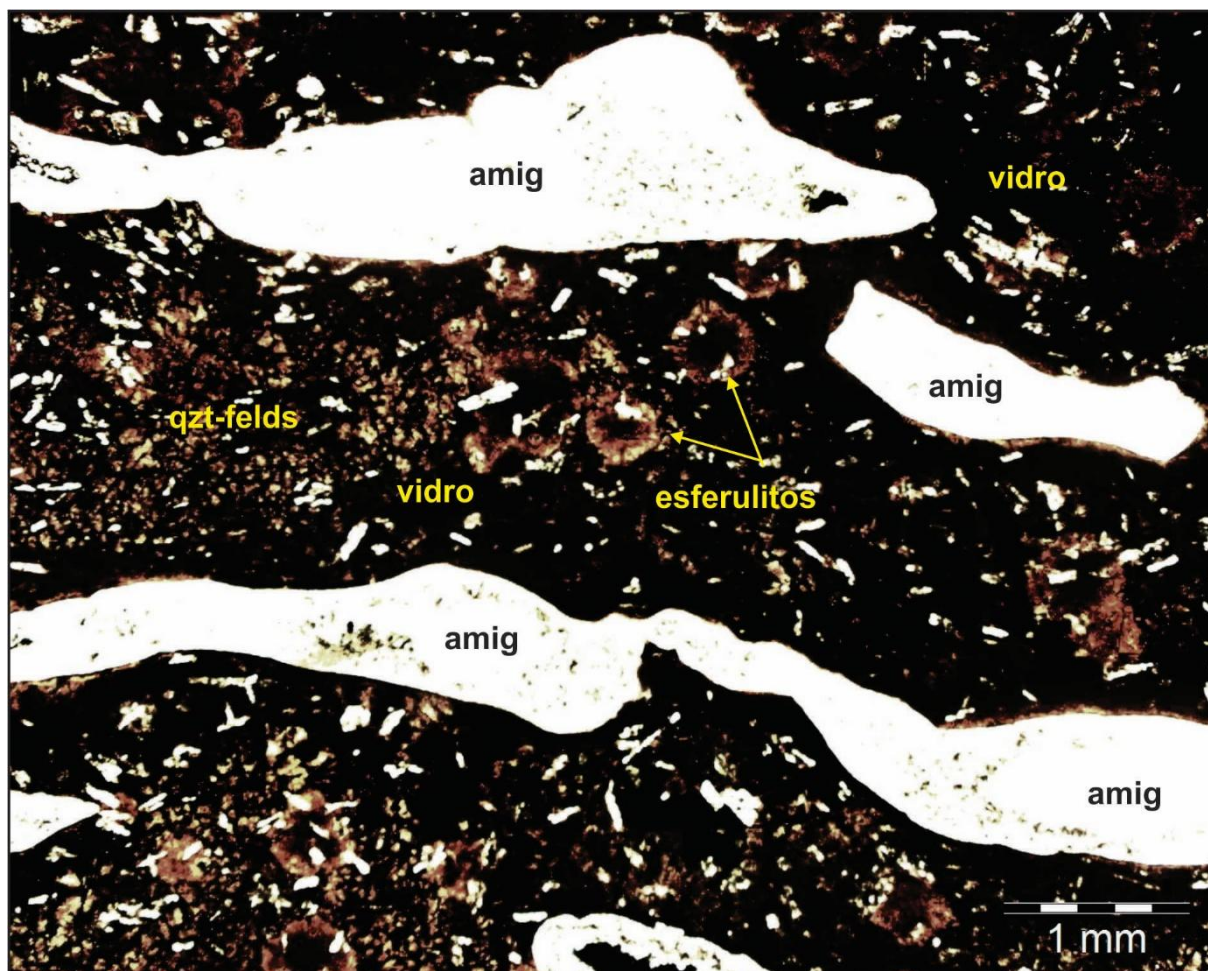


Figura 34: Fotomicrografia de *pitchstone* dacítico amigdaloidal coletado no ponto SJ-258 (aaP); observam-se as amígdalas milimétricas preenchidas por quartzo (amig), vidro vulcânico (vidro), agregados quartzo-feldspáticos (qzt-felds) e esferulitos, ambos oriundos do processo de devitrificação (polarizadores paralelos).

O preenchimento das amígdalas se faz por quartzo, zeólita, calcita, argilominerais. Localmente se observam feições de resfriamento rápido como cristais de plagioclásio ocós e com terminações em cauda de andorinha. Feições de devitrificação como agregados quartzo-feldspáticos e quebras perlíticas também são registradas (Figura 35). Estrutura de fluxo é evidenciada pela orientação preferencial de vesículas, amígdalas e muitas vezes também de cristais de plagioclásio.

Tabela 8: Resumo das principais características microscópicas da litofácies (aaP).

Resumo			
Granulometria	0,05-0,1 mm	Feições de resfriamento rápido	Comuns
Vidro	60 a 80% da matriz	Feições de devitrificação	Localmente
Fenocristais	Localmente	Feições piroclásticas	Não registradas
Estrutura	Geralmente de fluxo		

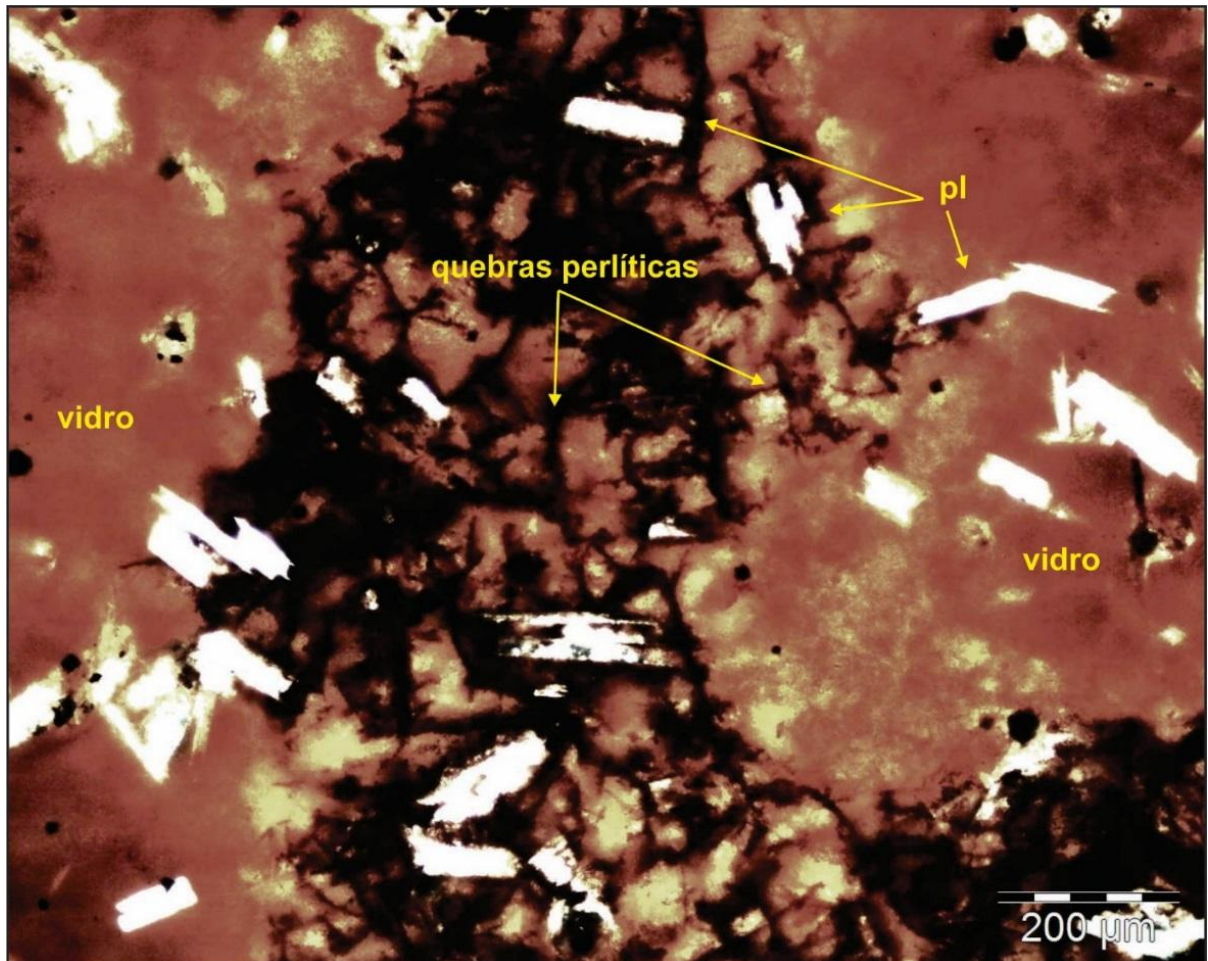


Figura 35: Fotomicrografia de *pitchstone* dacítico amigdaloidal coletado no ponto SJ-258 (aaP); observam-se quebras perlíticas. Polarizadores paralelos.

5.1.2.2 PITCHSTONE BANDADO (bP)

Seções delgadas analisadas: SJ-105-D, SJ-229-C

Em seção delgada a rocha é afírica hipohialina com 70% de vidro vulcânico na matriz e a granulometria da porção microcristalina é de 0,2 mm. A assembleia mineral é formada por plagioclásio microcristalino (20%), piroxênio (4%), magnetita (4%) e hidróxidos (2%). O plagioclásio é equigranular e geralmente subédrico. Piroxênio e magnetita são anédricos. A estrutura é maciça. Em amostra de mão são observadas amígdalas centimétricas orientadas preferencialmente (possível achatamento). A seção delgada é rica em feições de rápido resfriamento do magma, tais como cristais de plagioclásio ocos e com terminações em cúspide ou cauda de andorinha (Figura 36).

Tabela 9: Resumo das principais características microscópicas da litofácies (bP).

Resumo			
Granulometria	$\cong 0,2$ mm	Feições de resfriamento rápido	comuns
Vidro	$\cong 70\%$ da matriz	Feições de devitrificação	raras
Fenocristais	Não	Feições piroclásticas	não registradas
Estrutura	Maciça		

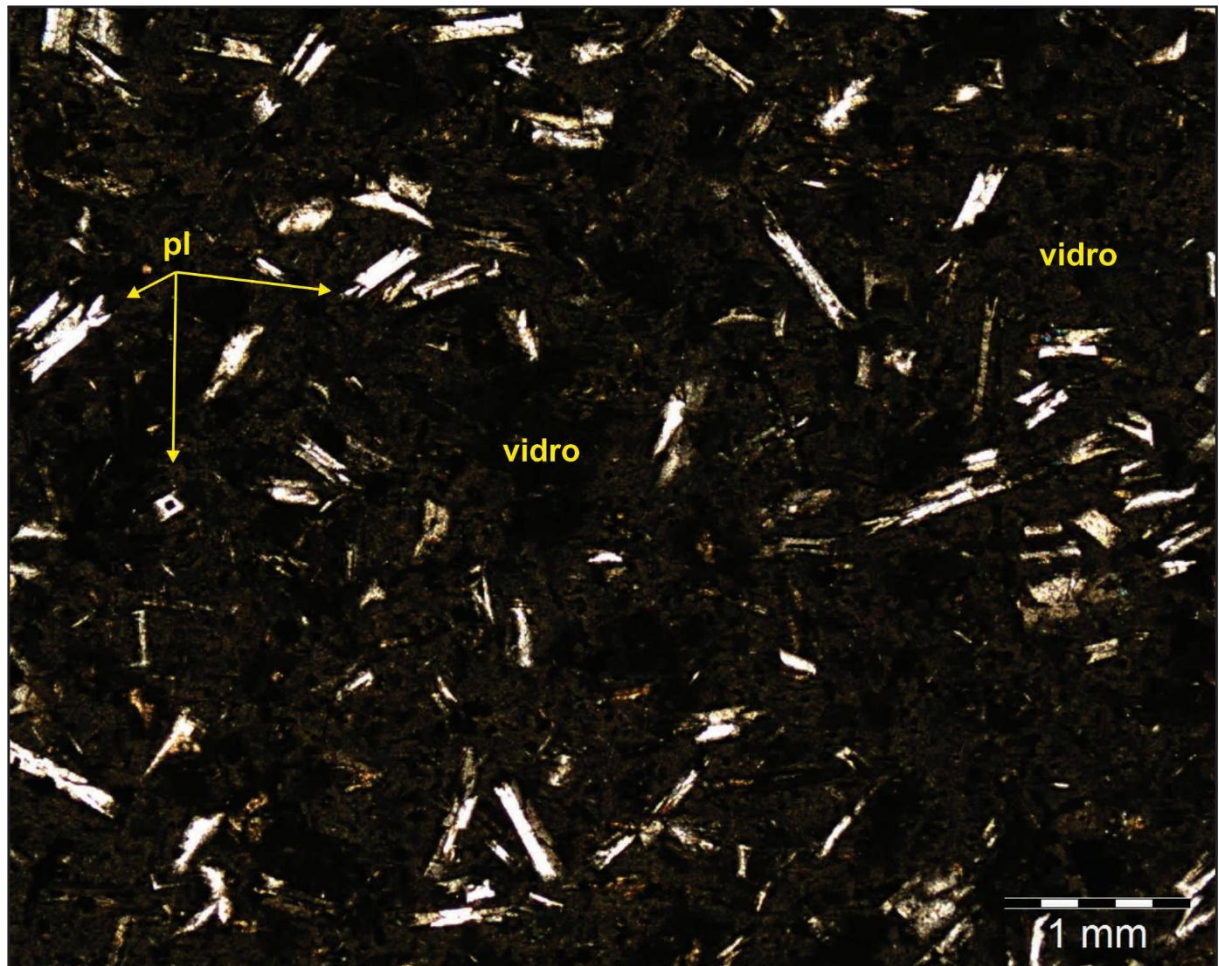


Figura 36: Fotomicrografia de *pitchstone* dacítico coletado no ponto SJ-105 (seção delgada SJ-105-D; aP); observa-se abundância de vidro vulcânico (vidro) e cristais de plagioclásio imersos nesse vidro (pl); observam-se cristais ocós e com terminações em cúspide ou cauda de andorinha (setas). Luz polarizada.

5.1.2.3 PITCHSTONE MACIÇO (mP)

Seções delgadas: SJ-54, SJ-55-A, SJ-88-A, SJ-228-A

Os *pitchstones* maciços são rochas afíricas hipohialinas, contém de 60 a 70%² de vidro vulcânico na matriz e a parte cristalina tem granulometria que varia entre 0,05 e 0,1 mm. A assembleia mineral é formada por plagioclásio microcristalino (20-30%), piroxênio (3-

² Apenas uma das amostras de *pitchstone* possui 40% de vidro vulcânico em seção delgada, porém macroscopicamente a rocha tem as mesmas características dos outros *pitchstone*.

5%), magnetita (5%) e localmente hidróxidos ou celadonita. Os cristais de plagioclásio e piroxênio são comumente subédricos a anédricos. A magnetita é subédrica a euédrica. Rara e isoladamente ocorrem vesículas ou amígdalas milimétricas ovaladas preenchidas por calcedônia. Em uma das seções delgadas observam-se feições de resfriamento rápido como cristais de plagioclásio ocos com terminações em cauda de andorinha. A estrutura é maciça (Figura 37).

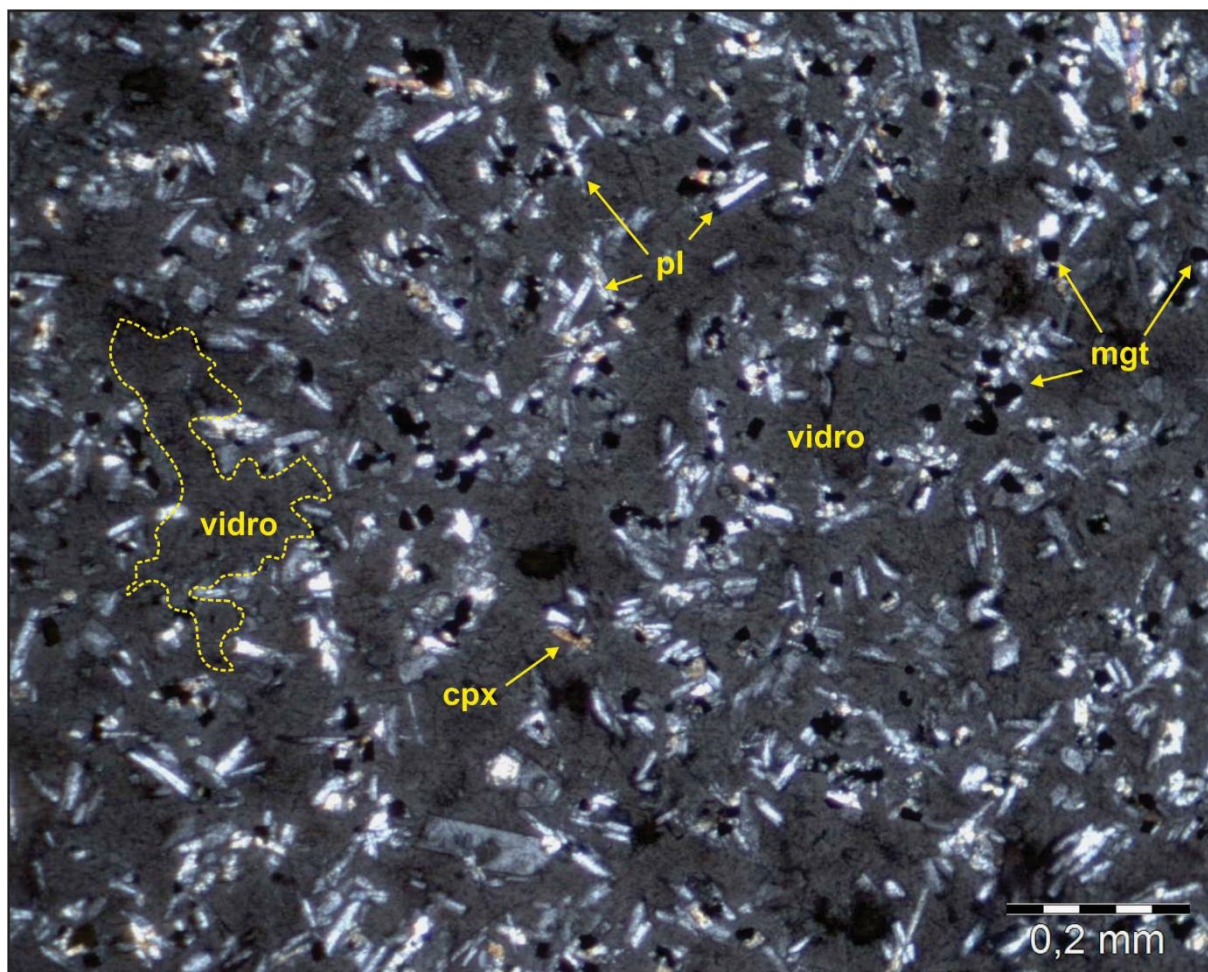


Figura 37: Fotomicrografia de *pitchstone* dacítico coletado no pornto SJ-55 (seção delgada SJ-55-A; mP); nota-se vidro vulcânico em abundância (vidro), cristais de plagioclásio (pl), clinopiroxênio (cpx) e magnetita (mgt). Luz polarizada.

Tabela 10: Resumo das principais características microscópicas da litofácies (mP).

Resumo			
Granulometria	0,05-0,1 mm	Feições de resfriamento rápido	Localmente (presença pervasiva de vidro)
Vidro	60 a 70% da matriz	Feições de devitrificação	Localmente
Fenocristais	Não	Feições piroclásticas	Não registradas
Estrutura	Maciça		

5.1.2.4 DACITO HIALINO COM GEODOS (gD)

Seção delgada analisada: SJ-32

Em seção delgada observa-se cor vermelha pervasiva. A textura é microporfirítica e hipohialina a hipocristalina, com aproximadamente 50% de vidro vulcânico. A granulometria da fase microcristalina e cristalina varia entre 0,1 a 0,2 mm e ocorrem cristalitos e micrólitos menores que 0,05 mm. A assembleia mineral é formada por plagioclásio ($\cong 39\%$), piroxênio ($\cong 8\%$) e magnetita ($\cong 2\%$). Observam-se vesículas e amígdalas que ocupam até 20% do volume da rocha. O plagioclásio é inequigranular, subédrico a anédrico. O piroxênio é equigranular subédrico a anédrico. Os cristais de magnetita são equigranulares subédricos a geralmente euédricos. Os cristalitos e micrólitos são abundantes e apresentam formas curvilíneas e arranjos esqueléticos. A estrutura da rocha é amigdaloidal. Feições de resfriamento rápido são abundantes, ressaltando-se os cristais de plagioclásio ocos e com terminações em cúspide ou cauda de andorinha e a presença de cristalitos (Figura 38).

Tabela 11: Resumo das principais características microscópicas da litofácies (gD).

Resumo			
Granulometria	<0,05-0,2 mm	Feições de resfriamento rápido	Pervasivas
Vidro	$\cong 50\%$ da matriz	Feições de devitrificação	Localmente
Fenocristais	Sim (plagioclásio)	Feições piroclásticas	Não registradas
Estrutura	Amigdaloidal sem orientação preferencial		

5.1.2.5 DACITO LITOIDAL A VÍTREO COM AMÍGDALAS (aD)

Seções delgadas: SJ-05, SJ-33, SJ-55-B, SJ-66, SJ-67-C, SJ-84-A, SJ-104, Lâmina 13.

Em seção delgada estes dacitos são geralmente afíricos e hipocristalinos a hipohialinos, com a quantidade de vidro vulcânico variando de 25 a 50%. Em uma das rochas (ponto SJ-05) ocorrem microfenocristais de clinopiroxênio definindo uma textura microporfirítica. A granulometria varia de 0,1 a 0,5 mm. A assembleia mineral é formada por plagioclásio (20-40%), clinopiroxênio (5-10%), magnetita (5-7%), agregados quartzo-feldspáticos (9-40%) e hidróxidos ($\cong 0-5\%$). Os cristais de plagioclásio são geralmente subédricos a anédricos e equigranulares. Os cristais de clinopiroxênio são comumente anédricos a subédricos e equigranulares. A magnetita é geralmente euédrica a subédrica e equigranular. A estrutura é maciça. Localmente são registradas amígdalas milimétricas circulares a ovaladas preenchidas por zeólita e quartzo microcristalino. Observa-se a presença de cristalitos de feldspato e de minerais máficos. Feições indicativas de

resfriamento rápido são comuns, tais como muitos cristais de plagioclásio ocos e com terminações em cúspide/cauda de andorinha (Figura 39).

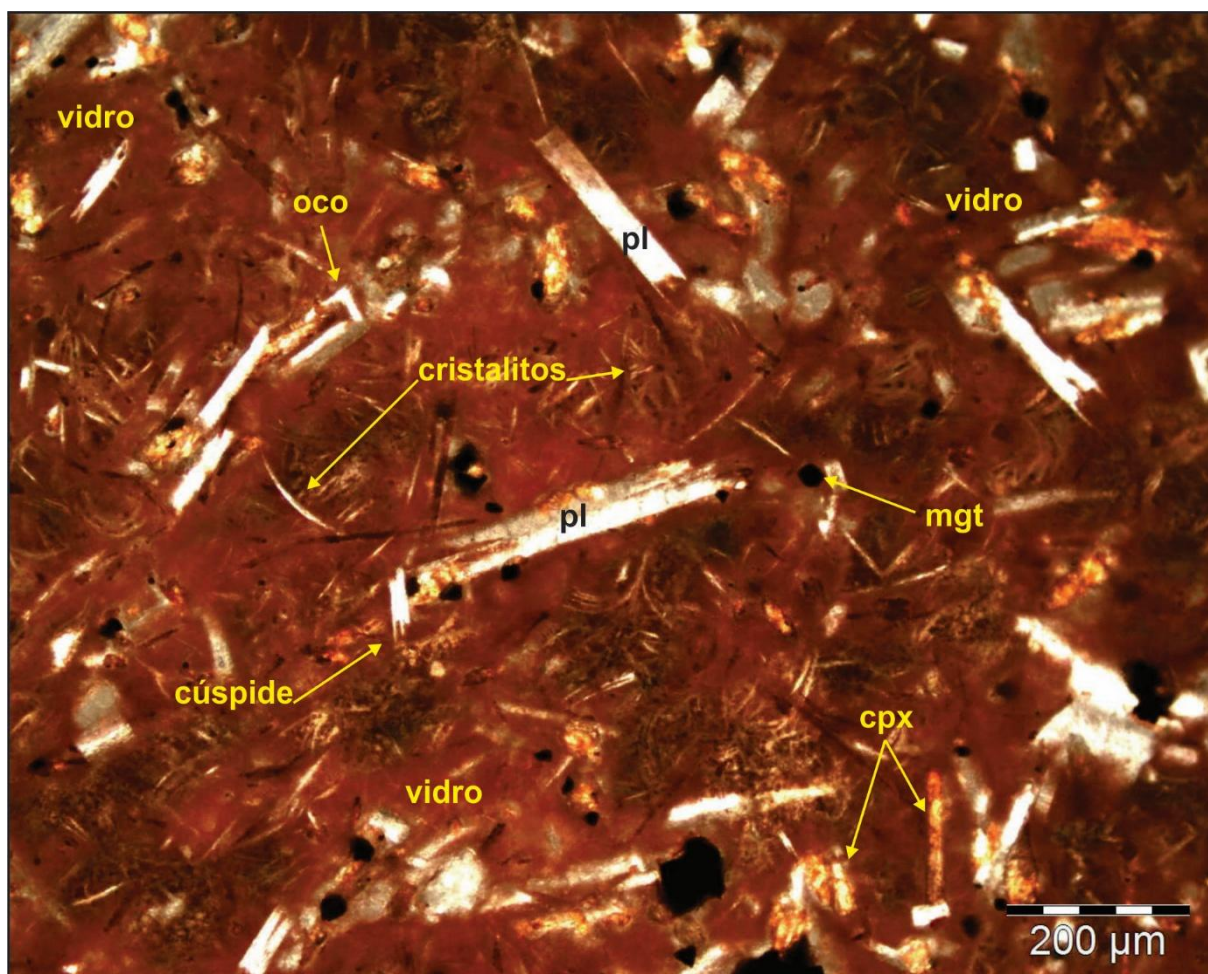


Figura 38: Fotomicrografia de dacito vítreo coletado no ponto SJ-32 (gD); observam-se vidro vulcânico (vidro), cristalitos, plagioclásio (pl), magnetita (mgt), clinopiroxênio (cpx) e cristais de plagioclásio ocos e com terminações em cúspide. Luz polarizada.

Tabela 12: Resumo das principais características microscópicas da litofácies (aD).

Resumo			
Granulometria	0,1-0,5 mm	Feições de resfriamento rápido	Pervasivas
Vidro	25-50% da matriz	Feições de devitrificação	Localmente
Fenocristais	Localmente (piroxênio)	Feições piroclásticas	Não registradas
Estrutura	Maciça/amígdalas esparsas		

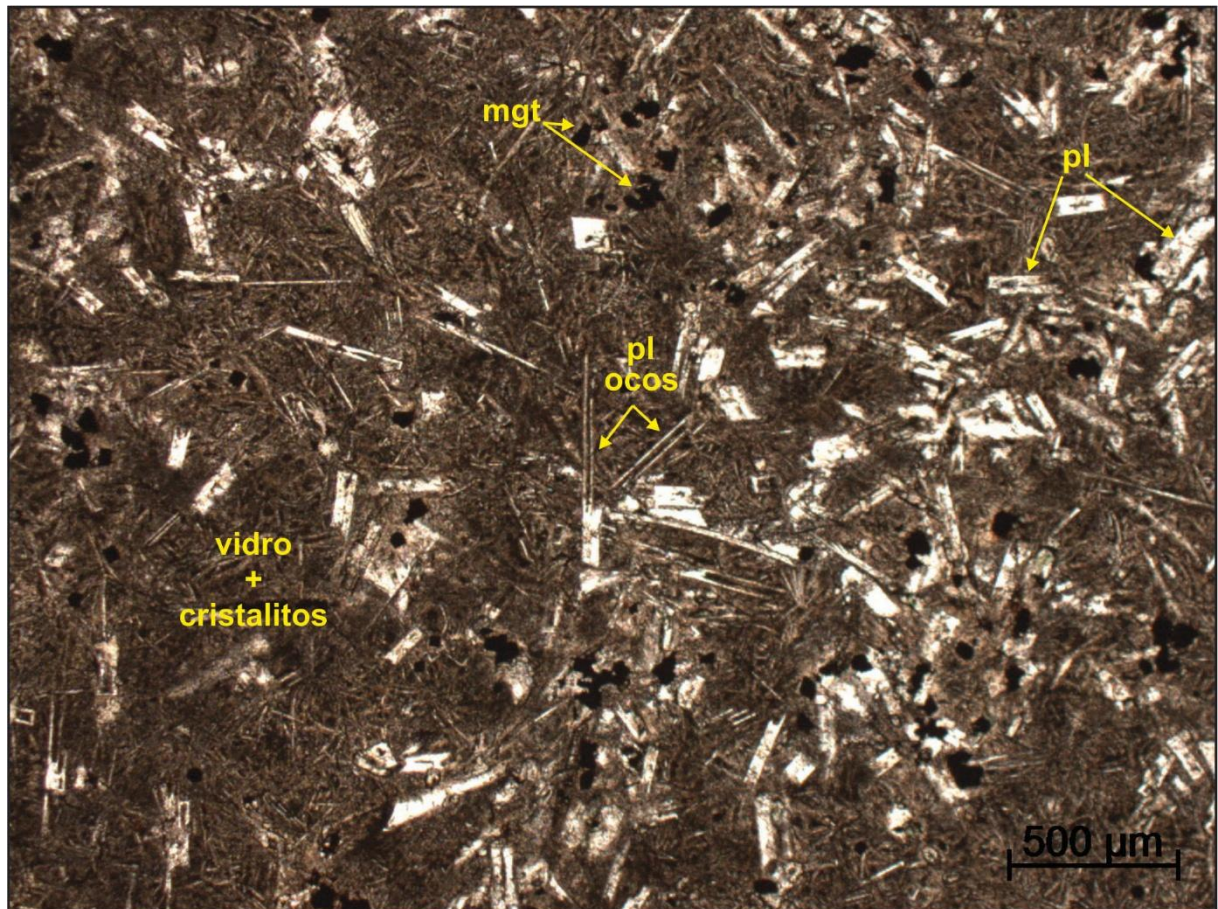


Figura 39: Fotomicrografia de dacito coletado no ponto SJ-104 (aD); observa-se cristais ocos de plagioclásio (pl ocos), magnetita (mgt) e presença de vidro e cristalitos. Polarizadores paralelos.

5.1.2.6 DACITO BANDADO (bD) E DACITO BANDADO DOBRADO (bdD)

Seções delgadas: SJ-12, SJ-17, SJ-30, SJ-48, SJ-57, SJ- 59, SJ-82, SJ-83, SJ-88-B, SJ-105-A, SJ-125, SJ-250, SJ-254.

Apenas quatro das treze seções delgadas incluídas nesta litofácies têm de fato feições de fluxo com orientação preferencial de minerais. São elas: SJ-83, SJ-105-A, SJ-125 e SJ-250. As outras seções apresentam estrutura maciça ou bandamento definido por níveis com maiores ou menores quantidades de vidro vulcânico intersticial ou fraturas muito discretas com preenchimento por hidróxidos de ferro.

As rochas são afíricas ou microporfiríticas e neste caso os microfenocristais podem ser de plagioclásio ou clinopiroxênio; alguns atingem 1 mm de comprimento. A granulometria dos cristais varia entre tamanhos menores que 0,1 mm e 1 mm. A textura varia de hipohialina a hipocristalina com teores de vidro vulcânico geralmente entre 25 e 50%, podendo chegar a 70%. Localmente a textura é microporfirítica. A assembleia mineral é formada por plagioclásio (15-35%), clinopiroxênio (2-10%), magnetita (3-10%), agregados

quartzo-feldspáticos (0-40%) e hidróxidos de ferro (0-2%). Os cristais de plagioclásio são habitualmente equigranulares subédricos, podendo ocorrer microcristais anédricos. Os microfenocristais de plagioclásio são euédricos e atingem em média 0,4 mm de comprimento. Os cristais de clinopiroxênio são geralmente equigranulares e subédricos ou anédricos. Já os microfenocristais de clinopiroxênio são euédricos a subédricos e podem atingir 1 mm de comprimento. Quanto aos cristais de magnetita, estes são equigranulares e geralmente subédricos. Os hidróxidos ocorrem preenchendo microfraturas retilíneas paralelas ao bandamento observado em amostra de mão. Estrutura de fluxo é localmente definida pela orientação preferencial de microfenocristais ou cristais de plagioclásio e clinopiroxênio, paralela ao bandamento observado em amostra de mão (Figura 40). Em alguns casos observa-se um bandamento definido por níveis com quantidades variadas de vidro vulcânico intersticial. Porém esta feição é bastante tênue e quase imperceptível em seção delgada. Algumas das seções delgadas descritas nestas litofácies têm estrutura maciça. Feições de rápido resfriamento, tais como cristais de plagioclásio ocos e com terminações em cúspide são comumente registradas; cristalitos félsicos e máficos são localmente abundantes e têm hábitos esqueletais e espiralados (Figura 41 e Figura 42). Devitrificação é comum, estando presentes esferulitos e agregados quartzo-feldspáticos.

Tabela 13: Resumo das principais características microscópicas da litofácies (bD ou bdD).

Resumo			
Granulometria	0,1-1 mm	Feições de resfriamento rápido	Comuns
Vidro	25-50% da matriz (excepcionalmente 70%)	Feições de devitrificação	Comuns
Fenocristais	Localmente (plagioclásio ou clinopiroxênio)	Feições piroclásticas	Não registradas
Estrutura			
Fluxo magmático	SJ-83, SJ-105-A, SJ-125 e SJ-250		
Bandamento composicional	SJ-17, SJ-59 e SJ-254		
Maciça	SJ-12, SJ-30, SJ-48, SJ-57, SJ-82 e SJ-88-B.		

5.1.2.7 DACITO COM DISJUNÇÕES EM LAJES (pjD)

Seções delgadas: SJ-36, SJ-40-B, SJ-40-A, SJ-76-A, SJ-76-B.

Dacitos com disjunções em lajes têm textura afírica ou microporfirítica e hipocrystalina com 30 a 50% de vidro vulcânico na matriz. A granulometria varia de 0,05 a 0,5 mm. A assembleia mineral é formada por plagioclásio (25-30%), clinopiroxênio (8-10%),

magnetita (5-7%), agregados quartzo-feldspáticos (8-30%) e hidróxidos (0-5%). Os cristais de plagioclásio são equigranulares ou inequigranulares quando exibem microfenocristais de até 0,5 mm; são geralmente subédricos e por vezes anédricos. O clinopiroxênio é também subédrico e muitas vezes anédrico. Os cristais de magnetita são euédricos e mais raramente subédricos. A estrutura é maciça. Feições de devitrificação compreendem os agregados quartzo-feldspáticos.

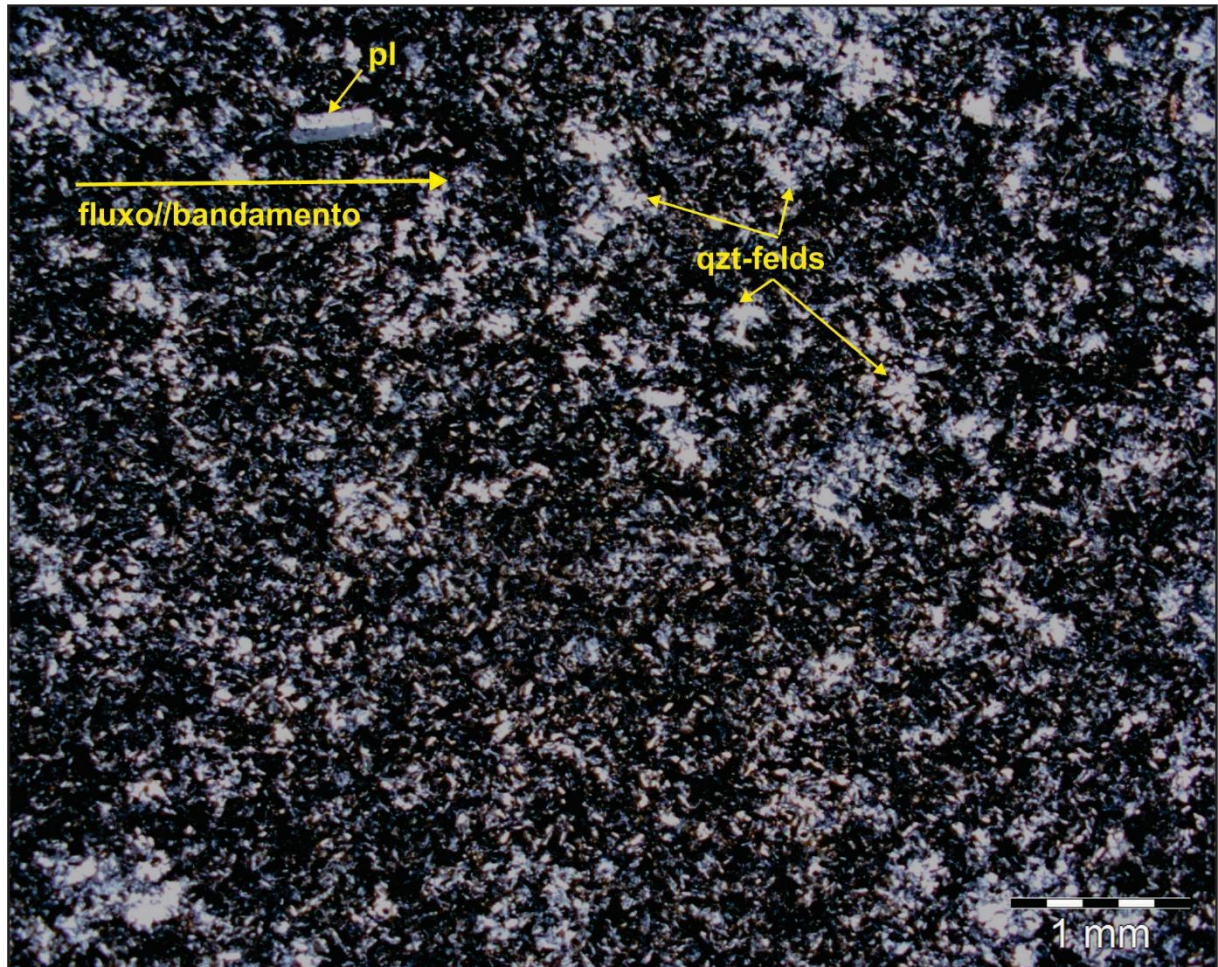


Figura 40: Fotomicrografia de dacito coletado no ponto SJ-125 (bD); observa-se matriz vítrea com cristais de plagioclásio e agregados quartzo-feldspáticos (qzt-felds), microfenocristal de plagioclásio orientado preferencial e paralelamente ao bandamento composicional observado apenas em mesoscopia. Luz polarizada.

Tabela 14: Resumo das principais características microscópicas da litofácies (pJD).

Resumo			
Granulometria	0,05-0,5 mm	Feições de resfriamento rápido	Raras
Vidro	30-50% da matriz	Feições de devitrificação	Comuns
Fenocristais	Localmente (plagioclásio)	Feições piroclásticas	Não registradas
Estrutura	Maciça		

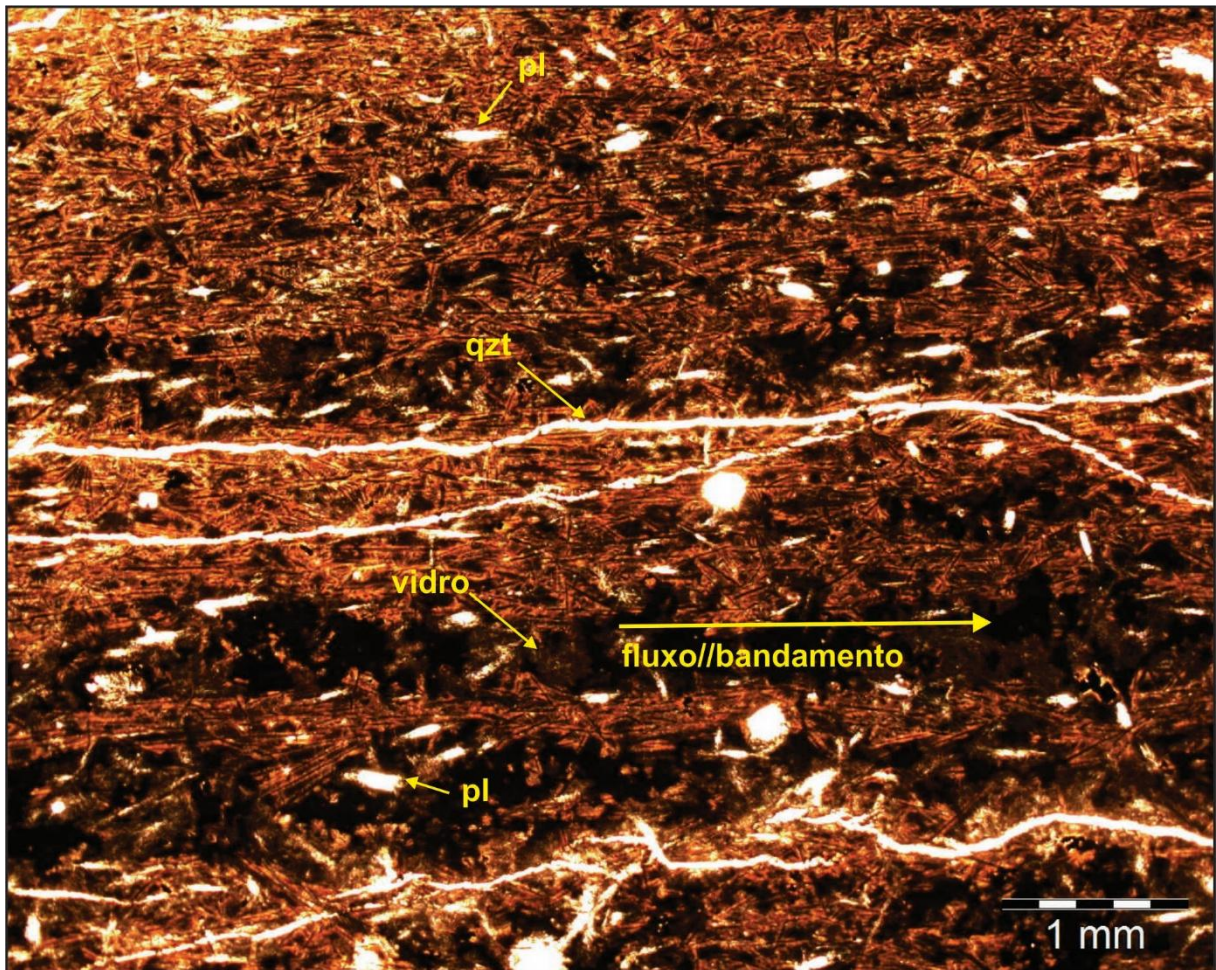


Figura 41: Fotomicrografia de dacito coletado no ponto SJ-83 (bD); observa-se orientação preferencial de cristais de plagioclásio (pl) que define estrutura de fluxo magmático, esta é paralela ao bandamento composicional marcado por alternância entre níveis com mais ou menos vidro vulcânico (vidro); fitas de quartzo desenvolvem-se paralelamente ao bandamento e ao fluxo magmático (qzt). Polarizadores paralelos.

5.1.2.8 DACITO MACIÇO (mD)

Seções delgadas analisadas: SJ-11, SJ-10, SJ-15-A-1, SJ-15-A-2, SJ-15-B, SJ-26-B, SJ-46, SJ-52, SJ-60, SJ-68, SJ-69, SJ-78, SJ-108, SJ-120, SJ-240.

Dacitos maciços na mesoscopia são em sua maioria afíricos e raramente microporfíricos em seção delgada. A granulometria da matriz varia de 0,1 a 0,5 mm; os microfenocristais podem atingir 1 mm. A textura é na maioria das vezes equigranular hipocristalina e a quantidade de vidro vulcânico varia de 15 a 40%, chegando raramente a 50%. A assembleia mineral é formada por plagioclásio (15-40%), clinopiroxênio (5-10%), magnetita (5-10%), agregados quartzo-feldspáticos (10-40%) e hidróxidos ($\cong 2\%$). Os cristais de plagioclásio são comumente equigranulares e por vezes inequigranulares, formando raros microfenocristais de até 0,4-0,5 mm. O hábito é geralmente subédrico, também anédrico e muito raramente euédrico, mesmo dos microfenocristais. O clinopiroxênio tem arranjo

equigranular e geralmente hábito anédrico e forma arredondada. Os microfenocristais de clinopiroxênio são geralmente ripiformes subédricos a euédricos (Figura 43).

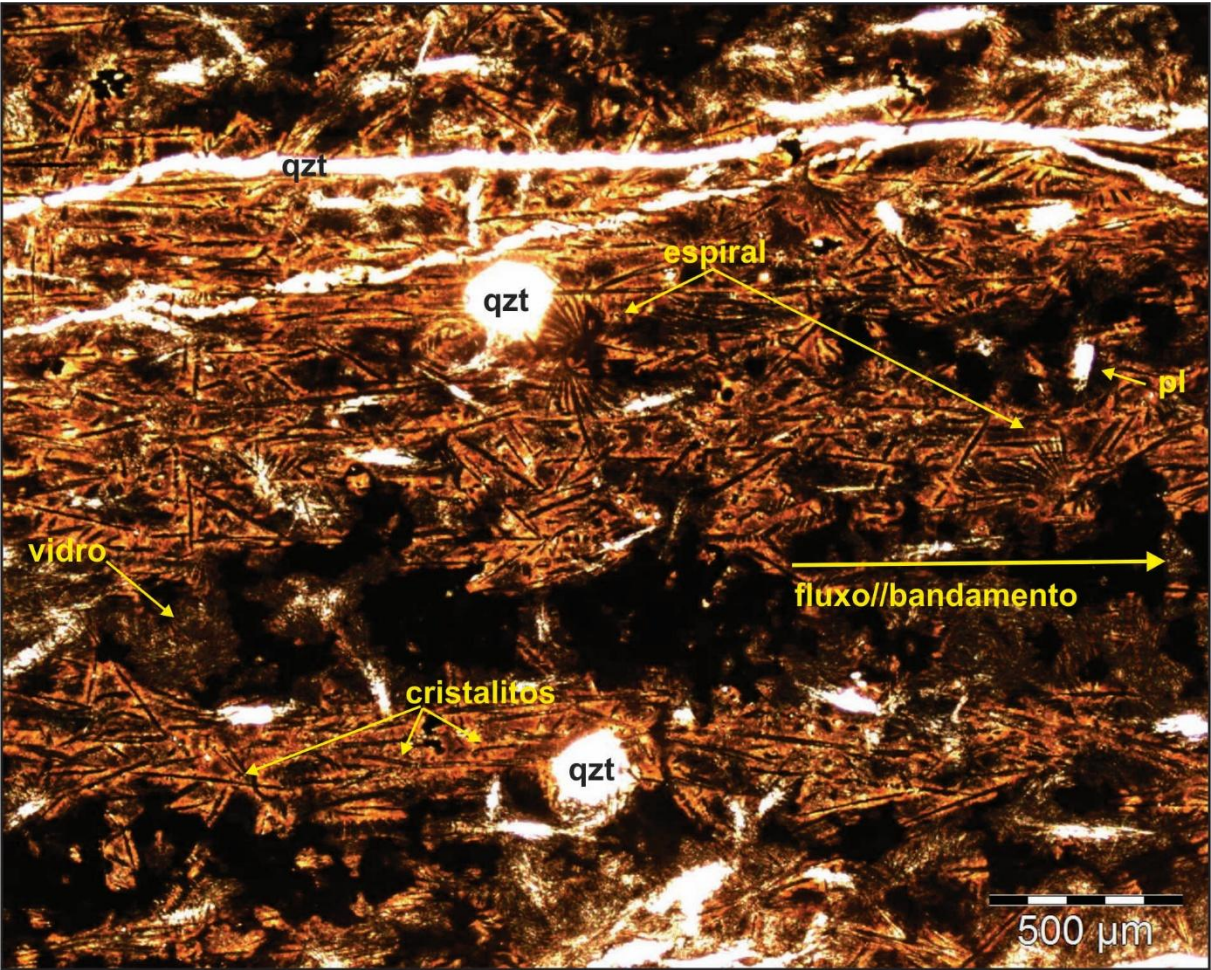


Figura 42: Detalhe da fotomicrografia anterior (SJ-83), evidenciando algumas amígdalas de quartzo (qzt) e cristalitos opacos de hábitos esqueletais e arranjos espirais; os cristalitos aciculares encontram-se orientados preferencialmente ao fluxo magmático. Polarizadores paralelos.

Os cristais de magnetita são, como de costume, equigranulares e menores que o restante da assembleia mineral e muitas vezes euédricos a subédricos. A estrutura da rocha é maciça. Observam-se feições de resfriamento rápido como cristais de plagioclásio ocos e com terminações em cúspide ou cauda de andorinha e presença localizada de cristalitos com hábitos esqueletais (Figura 44). Ocorre ampla devitrificação com formação de esferulitos e crescimento de agregados quartzo-feldspáticos (Figura 44 e Figura 45).

Tabela 15: Resumo das principais características microscópicas da litofácies (mD).

Resumo			
Granulometria	0,1-0,5 mm (1 mm)	Feições de resfriamento rápido	Comuns
Vidro	15-40% da matriz	Feições de devitrificação	Pervasivas
Fenocristais	Raros (plagioclásio ou clinopiroxênio)	Feições piroclásticas	Não registradas
Estrutura	Maciça		

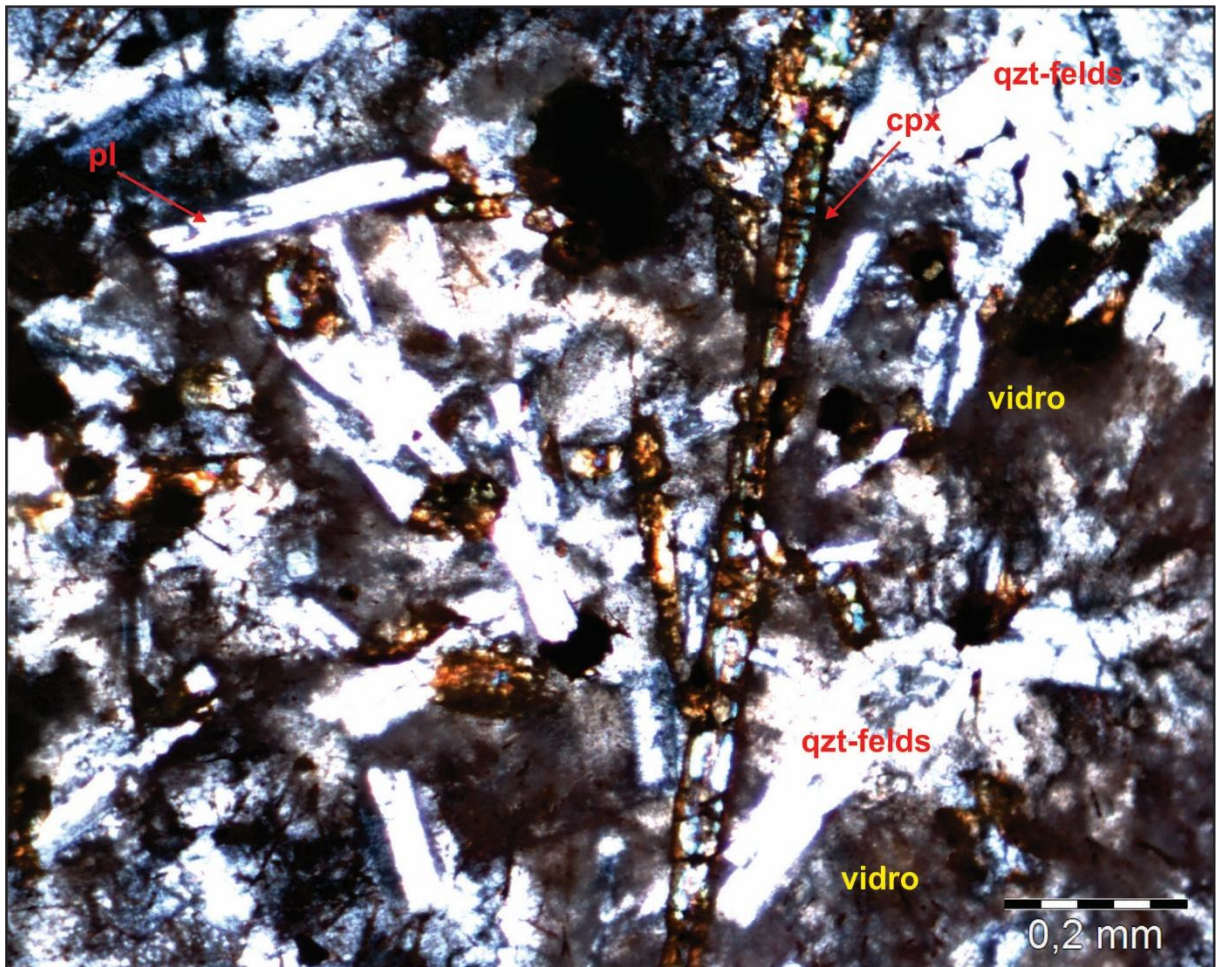


Figura 43: Fotomicrografia de dacito coletado no ponto SJ-11 (mD); observa-se textura hipocristalina, cristais de plagioclásio (pl), agregados quartzo-feldspáticos (qzt-felds), vidro e fenocristais de clinopiroxênio (cpx) ripiformes. Luz polarizada.

5.1.3 Episódio Vulcânico Básico Inferior

5.1.3.1 BASALTO MACIÇO (mB)

Seções delgadas: SJ-74, SJ-230, SJ-235, SJ-237.

As rochas descritas em campo como basaltos maciços são, em seção delgada, afíricas com granulometria variando entre 0,05 e 0,2 mm. A assembleia mineral é formada por plagioclásio (35-40%), clinopiroxênio ($\cong 45\%$), magnetita ($\cong 15\%$) e óxidos ($< 5\%$). Os cristais de plagioclásio são equigranulares euédricos, subédricos e raramente anédricos. Os cristais de clinopiroxênio subédricos a anédricos. A magnetita é subédrica na rocha da seção SJ-237 e forma cristais maiores que os dos outros constituintes da assembleia mineral. A textura é intergranular e a estrutura é maciça (Figura 46).

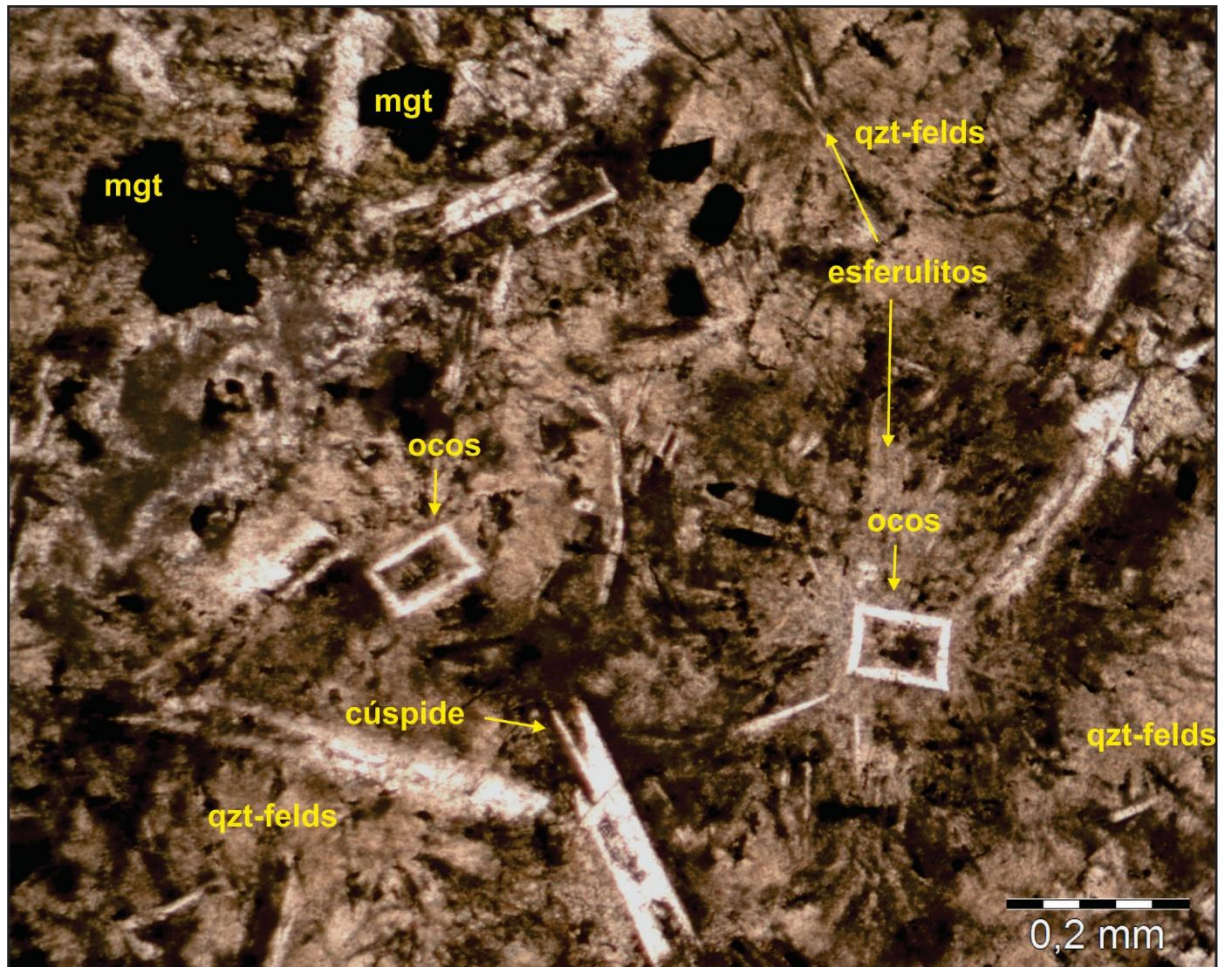


Figura 44: Fotomicrografia de dacito coletado no ponto SJ-15 (seção SJ-15-A; mD); observam-se feições de resfriamento rápido (cristais ocos e com terminações em cúspide) feições de devitrificação (esferulitos e agregados quartzo-feldspáticos); cristais de magnetita (mgt). Polarizadores paralelos.

5.1.3.2 BASALTO COM FEIÇÕES DE FLUXO (fB)

Seções delgadas: SJ-77, SJ-229-C, SJ-127-A, SJ-127-B.

Em seção delgada são rochas microporfiríticas hipocristalinas a holocristalinas. A granulometria da matriz varia entre 0,05 e 0,2 mm. Os microfenocristais de plagioclásio atingem de 0,5 a 1 mm. A assembleia mineral é formada por plagioclásio (35-45%), clinopiroxênio (25-45%), magnetita (8-15%), agregados quartzo-feldspáticos (0-5%) e hidróxidos (2-5%). Os cristais de plagioclásio são inequigranulares e comumente euédricos, com hábito ripiforme. O piroxênio é geralmente anédrico a subédrico. Os cristais de magnetita são equigranulares e subédricos. A textura é fluidal, intergranular e microporfirítica. A orientação preferencial de microfenocristais de plagioclásio define uma estrutura de fluxo (Figura 47).

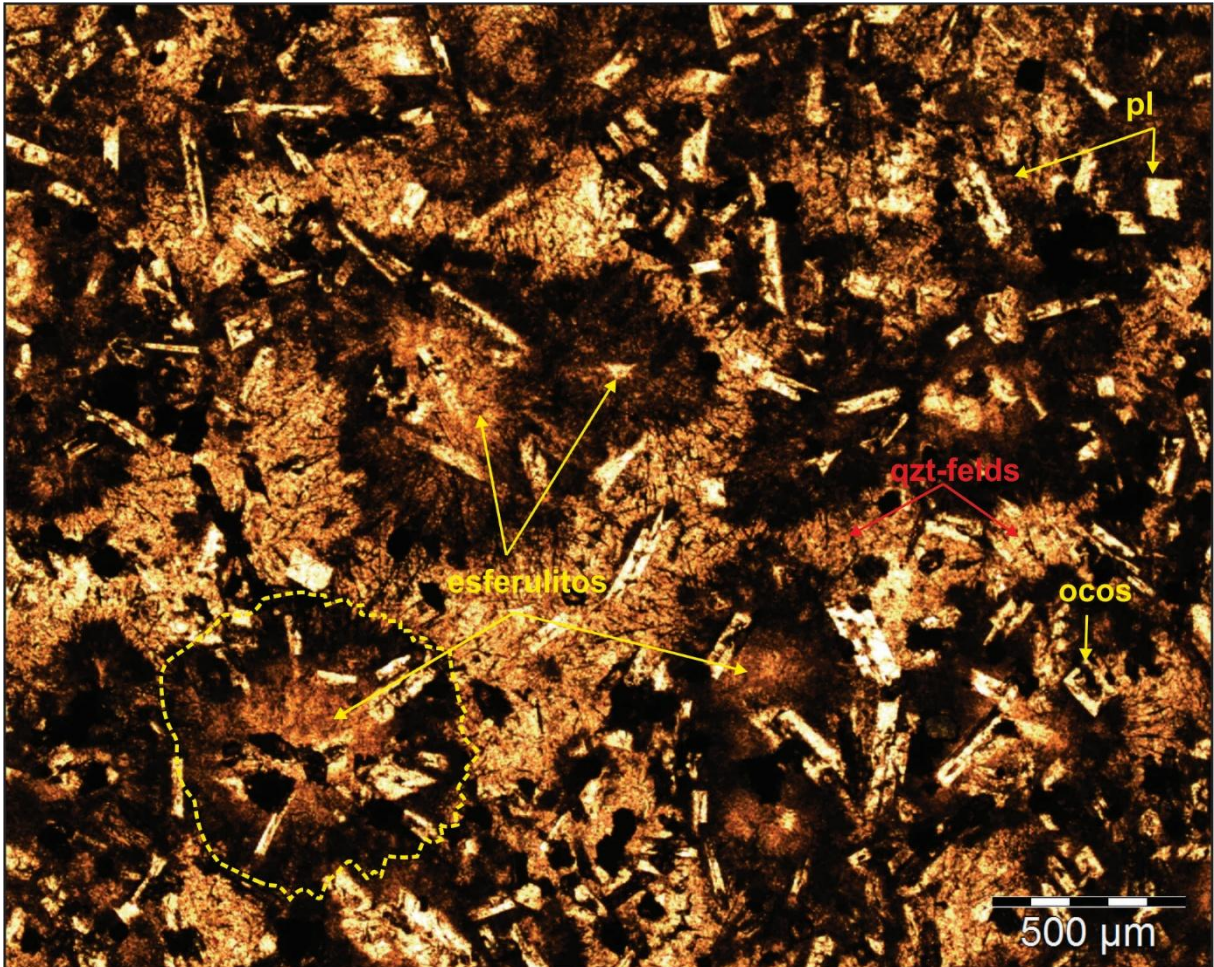


Figura 45: Fotomicrografia de dacito coletado no ponto SJ-11 (mD); observa-se a presença de esferulitos, agregados quartzo-feldspáticos (qzt-felds) e cristais de plagioclásio (pl) ocos ou com terminações em cúspide. Polarizadores paralelos.

5.1.3.3 BASALTO COM GEODOS (gB)

Seção delgada: SJ-107.

Em seção delgada estas rochas são afíricas e hipocristalinas com cerca de 5% de vidro vulcânico intersticial. A granulometria varia entre 0,05 e 0,2 mm. A assembleia mineral é formada por plagioclásio ($\cong 40\%$), clinopiroxênio ($\cong 40\%$), magnetita ($\cong 10\%$), agregados quartzo-feldspáticos ($\cong 5\%$) e hidróxidos ($\cong 5\%$). Os cristais de plagioclásio são equigranulares e aproximadamente euédricos. Os cristais de clinopiroxênio são equigranulares e anédricos, arredondados. Os cristais de magnetita são subédricos. A textura é intergranular e intersertal e a estrutura é maciça (Figura 48).



Figura 46: Fotomicrografia de andesito-basáltico coletado no ponto SJ-74 (mB); textura holocristalina intergranular, com plagioclásio e piroxênio modal em porcentagens equivalentes. Luz polarizada.

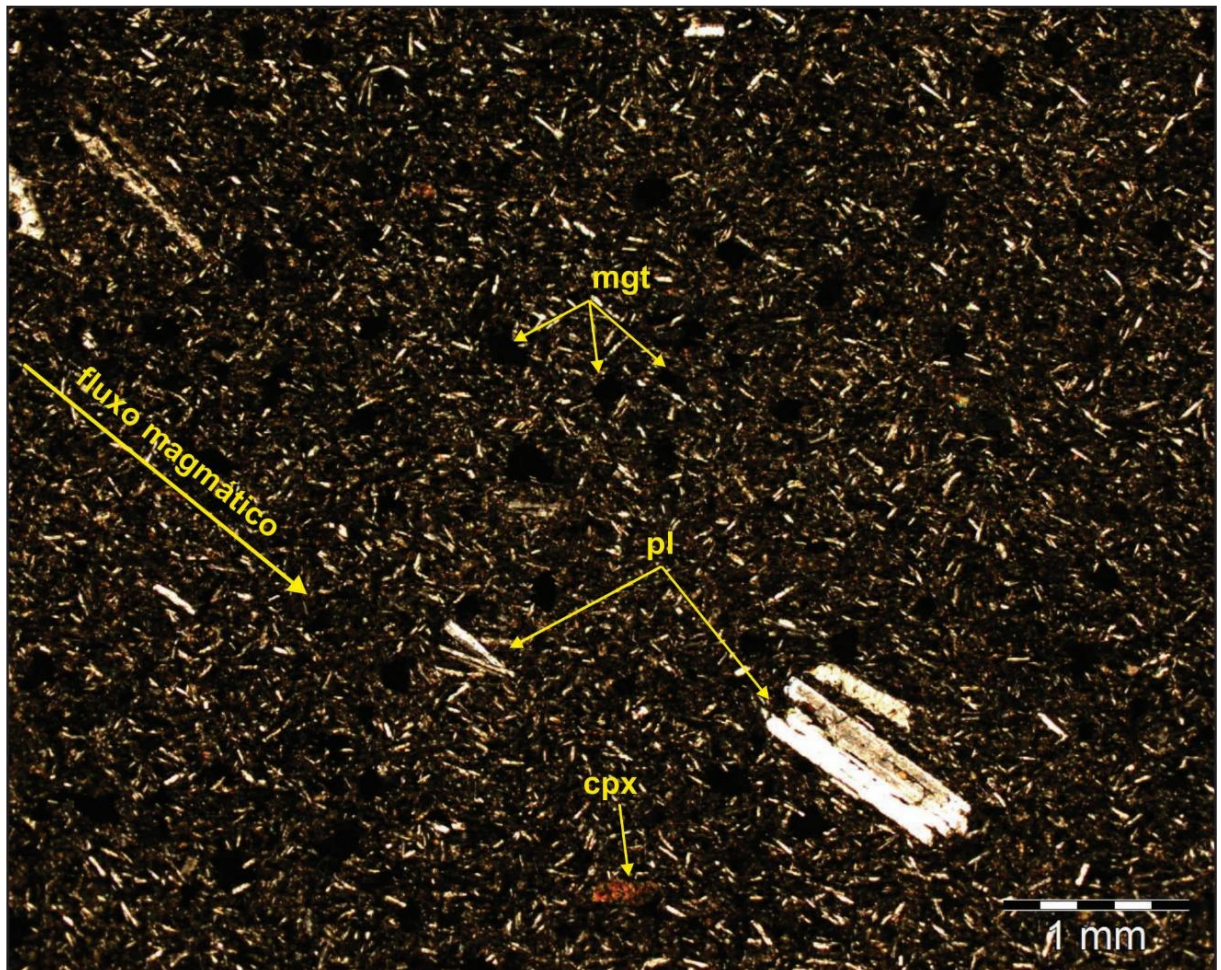


Figura 47: Fotomicrografia de andesito basáltico coletado no ponto SJ-77 (fwB); observa-se fluxo magmático definido pela orientação preferencial de microfenocristais de plagioclásio de até 1 mm de comprimento. Luz polarizada.

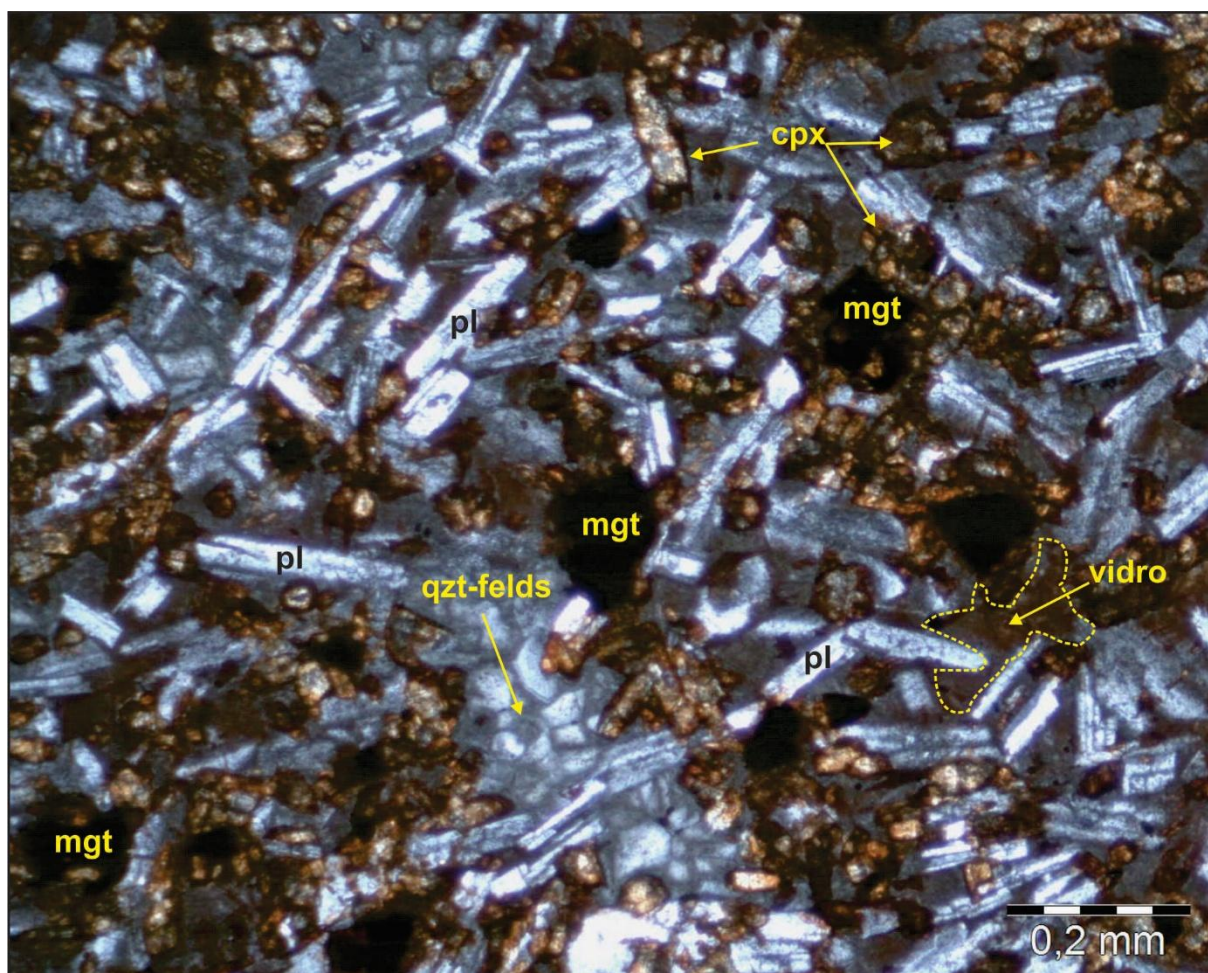


Figura 48: Fotomicrografia de andesito basáltico coletado no ponto SJ-107 (gB); observa-se textura intergranular e intersertal e estrutura maciça. Luz polarizada.

6.0 ESTRATIGRAFIA DA SUCESSÃO VULCÂNICA DE SÃO JOAQUIM

6.1 SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA PEDREIRA DO EXÉRCITO (SJ-241 a SJ-255)

A pedreira usada pelo Exército para extração de brita situa-se na estrada SC-114, que conecta São Joaquim ao Rio Grande do Sul, e dista 14 km da cidade sentido localidade de São Francisco Xavier. A brita é usada pelo Exército na pavimentação desta estrada. A seção geológica realizada a partir da pedreira é a mais significativa de toda a área de estudo e é a que melhor expõe a estratigrafia e arquitetura interna das unidades vulcânicas ácidas, embora o contato com a sequência vulcânica intermediário-básica sotoposta esteja encoberto. A base da sequência ácida é formada por dacitos de cor cinza claro, afaníticos e com disjunções em lajes (pjD) plano-paralelas de espaçamento estreito (2 a 5 cm) horizontais a sub-horizontais. Esse nível tem 40 m de espessura (1.160-1.200 m). As disjunções em lajes tornam-se mais espaçadas em direção ao meio da seção, adquirindo espaçamento métrico, porém, essa transição não é gradual. Essas disjunções em lajes de grande porte podem ser observadas apenas quando há afloramentos com tamanho suficiente para torná-las perceptíveis à distância, como é o caso da pedreira. Portanto, na porção central desta seção ocorrem dacitos de cor cinza claro e textura sal e pimenta. São maciços (mD) em amostra de mão, mas que na realidade apresentam uma estruturação de grande porte, fraturas horizontais/sub-horizontais com espaçamento métrico aproximadamente regular (Figura 49 a,b e c). O topo deste nível com disjunções em lajes de grande porte é marcado pelo aparecimento de amígdalas esparsas orientadas preferencialmente, geralmente indicando fluxo ascendente. As amígdalas são milimétricas, ovais e preenchidas por quartzo e zeólita. Este nível central predominantemente maciço tem 40 m de espessura (1.200-1.240 m). Acima, observa-se uma concentração de amígdalas e geodos centimétricos (gD), ovais com a base plana e também orientados preferencialmente, indicando fluxo lateral. As amígdalas são preenchidas por zeólita e quartzo e os geodos são preenchidos por calcita, quartzo hialino e ametista (Figura 50). Elevando-se mais 20 m no terreno, ocorre um nível com geodos maiores com até 25 cm de diâmetro e mais esféricos. O interior do geodo é recoberto por cristais de quartzo hialino e zeólita.

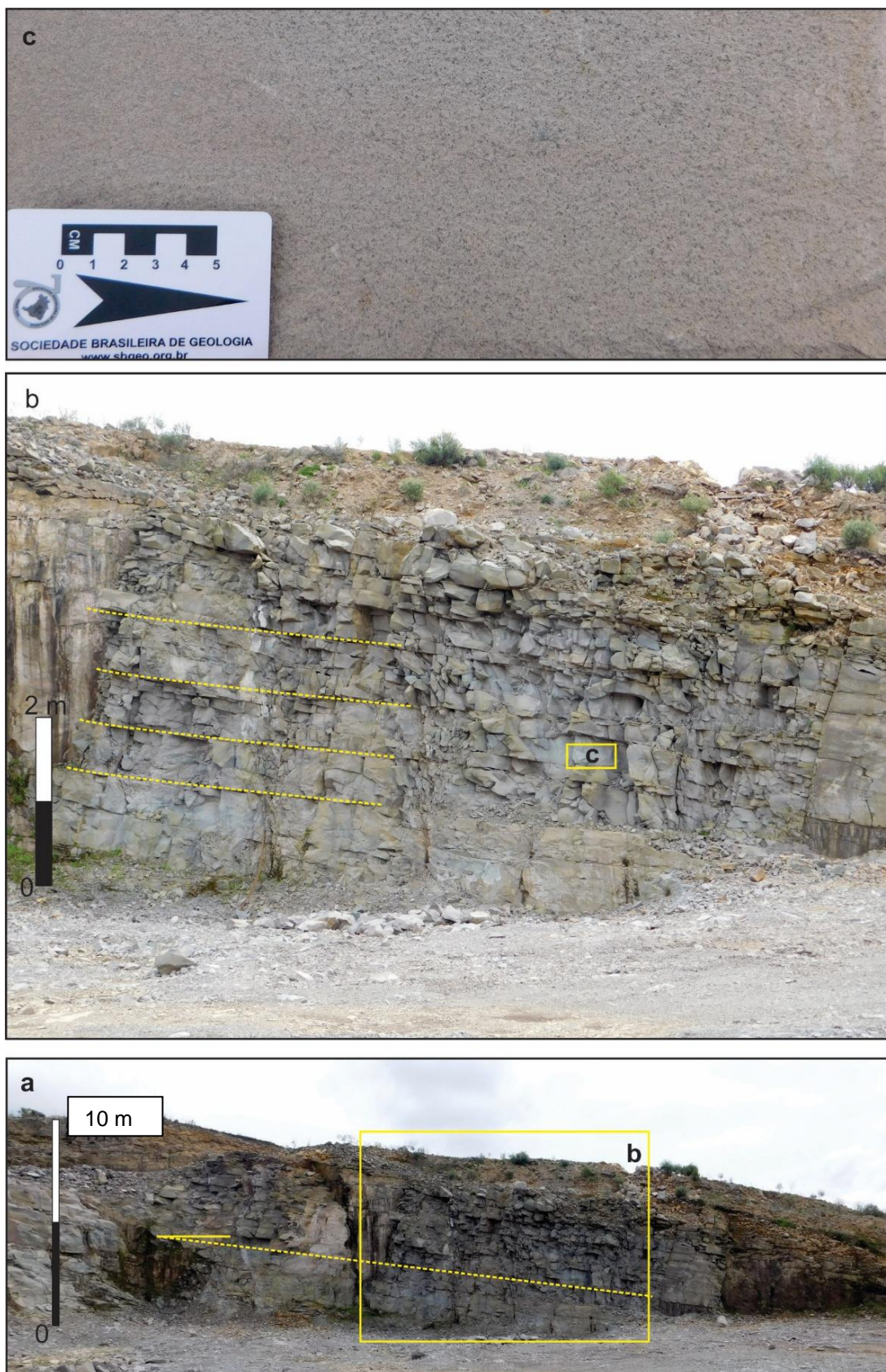


Figura 49: Núcleo da Unidade Vulcânica II (a-c); (a) vista geral de Pedreira do Exército (SJ-241); (b) detalhe da frente de lava evidenciando as disjunções em lajes de grande porte sub-horizontais; (c) detalhe macroscópico de amostra de mão de dacito maciço (mD), onde se observa textura sal e pimenta. Afloramento SJ-241.

Acima deste nível o dacito torna-se mais vítreo (sem textura sal e pimenta) e amigdaloidal, com presença de amígdalas predominantemente esféricas e de tamanhos variados, ocorrendo desde amígdalas milimétricas até aquelas com 10 cm de diâmetro.



Figura 50: Nível com geodos da UVA II; (a) matacões de dacito e (b) detalhes dos geodos com quartzo incolor, ametista e zeólita. Afloramento SJ-245.

O material de preenchimento é predominantemente zeólita e quartzo. Alguns metros acima, esta rocha abriga uma concentração muito elevada de amígdalas (> 90% do volume da rocha) e encontra-se totalmente intemperizada adquirindo cor marrom avermelhado. As amígdalas são preenchidas por argilominerais de cor branca e bege (Figura 51b). O protólito desse material largamente intemperizado é provavelmente um *pitchstone* (vitrófiro), conforme já descrito por Nardy et al. (2008) no topo das sequências ácidas do tipo Palmas e por Milner et al. (1995) na Namíbia. A espessura total deste nível, desde o aparecimento de amígdalas e geodos até o contato com a unidade sobreposta, é de aproximadamente 45 m (1.240-1.285 m). A espessura total desta unidade vulcânica ácida (UVA-II) é de 125 m.

O contato geológico é definido, ondulado na escala de afloramento e parece não haver lapso erosivo entre as duas unidades (Figura 51 a). A base da UVA III é formada por dacitos intemperizados amigdaloidais. As amígdalas são milimétricas a centimétricas, ovais, bastante achatadas e orientadas preferencialmente indicando fluxo e sobrecarga (Figura 51c). São preenchidas principalmente por quartzo e argilominerais. Este nível é estreito, não ultrapassando decímetros. O alinhamento das amígdalas segue a geometria ondulada do contato. A rocha possui planos rúpteis que também acompanham a linha do contato.

Cerca de 1 m acima, onde a rocha está sã devido ao corte de estrada ser profundo, observa-se um bandamento plano-paralelo marcado por alternância de níveis centimétricos

ora de cor cinza escuro ora de cor cinza claro (Figura 52). O bandamento segue os planos rúpteis da rocha e ao passo que as bandas mais claras coincidem com estes planos, as bandas mais escuras localizam-se entre dois planos rúpteis.

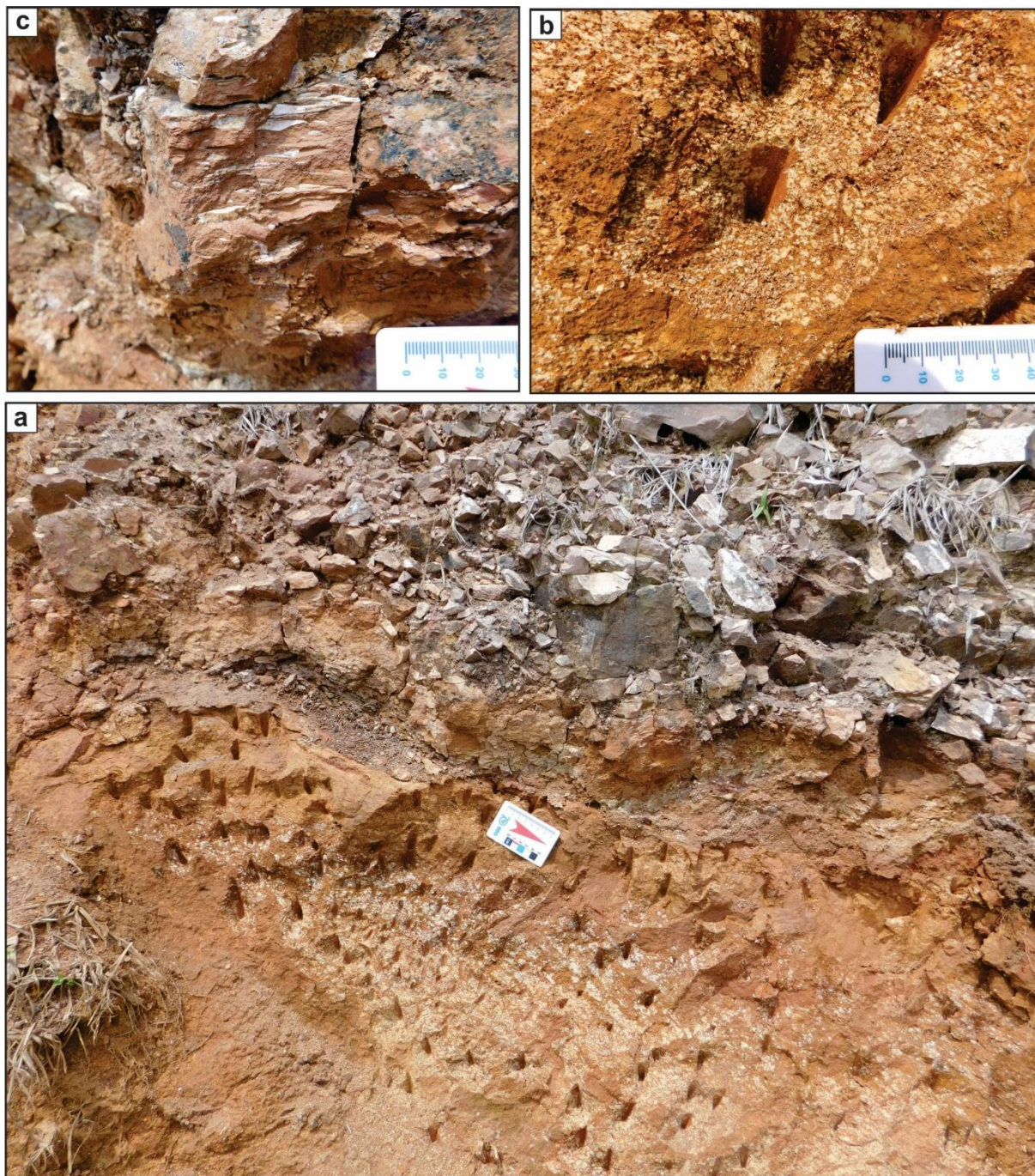


Figura 51: Contato geológico entre duas unidades vulcânicas ácidas (UVAs II e III); (a) visão em escala de afloramento com contato; (b) rocha intemperizada muito amigdaloidal (aaP) marca o topo da UVA II; (c) dacito marrom avermelhado com amígdalas ovais com achatamento marca a base da UVA III. Afloramento SJ-254.

Observa-se que localmente, onde há fraturas ortogonais ou oblíquas ao bandamento principal, estas também apresentam uma faixa de rocha mais clara que acompanha a estrutura (Figura 52b). Portanto, esse bandamento é reflexo de níveis mais ou

menos devitrificados da rocha. A devitrificação é mais intensa próxima aos planos rúpteis, ou seja, às disjunções em lajes e às fraturas, pois é por ali que se inicia a hidratação da rocha (Figura 52c). Em seção delgada observa-se quantidade maior de vidro vulcânico nas bandas mais escuras.



Figura 52: Dacitos com bandamento criado pela devitrificação diferencial da rocha a partir dos planos rúpteis das disjunções em lajes; (a) aspecto geral da rocha; (b) detalhe do bandamento guiado pelos planos rúpteis (as setas apontam para fraturas da rocha); (c) avanço do intemperismo descaracteriza o bandamento e reforça as disjunções em lajes. Afloramento SJ-254.

Esta rocha com disjunções em lajes é, por vezes, envolvida por camadas de espessura métrica de vidro vulcânico (Figura 53). O *pitchstone* é de cor cinza escuro, brilho graxo a vítreo, não possui amígdalas e registra um bandamento submilimétrico planar paralelo a dobrado em dobras cerradas a isoclinais centimétricas.

A sequência estratigráfica acima deste ponto foi removida pela erosão. A seção estratigráfica completa desta área pode ser observada na Figura 54.

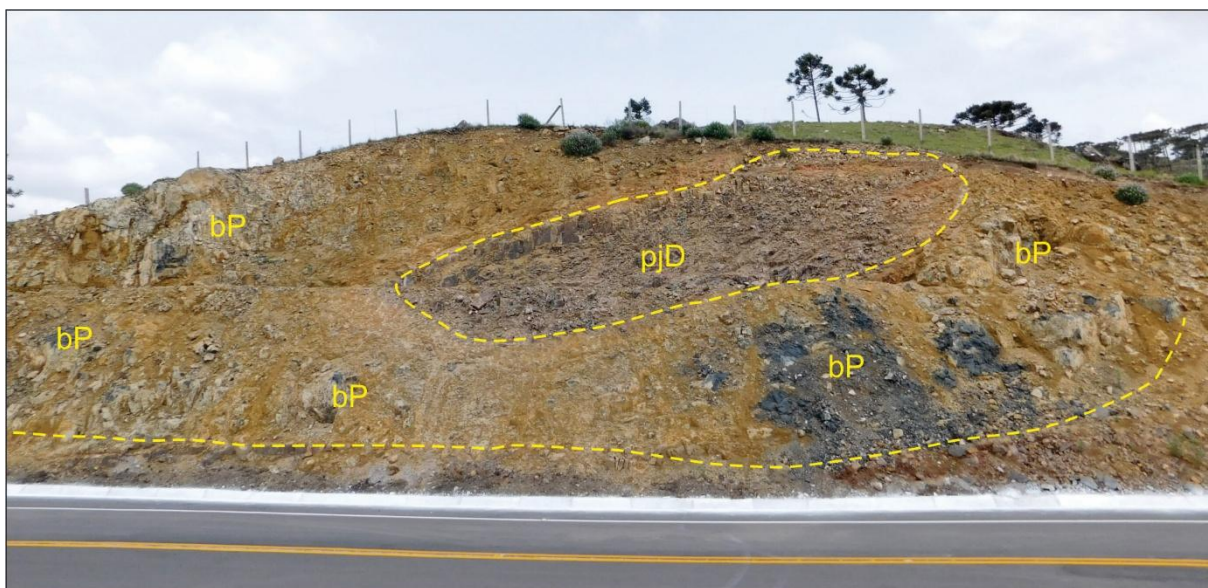


Figura 53: *Pitchstone* bandado (bP) envolvendo núcleo devitrificado de dacito com disjunções em lajes (pjD) no afloramento SJ-255.

7.0 INFORMAÇÕES DE CAMPO E PETROGRAFIA DE ROCHAS DO GRUPO ETENDEKA

7.1 AFLORAMENTOS

As rotas percorridas e os afloramentos descritos estão localizados na região rochosa do Deserto do Namib, no oeste e noroeste da Namíbia. O acesso à região ocorre a partir do Aeroporto Internacional Hosea Kutako na capital do país, Windhoek. As áreas de campo são acessadas por meio de trilhas pouco marcadas através do deserto (Figura 55).

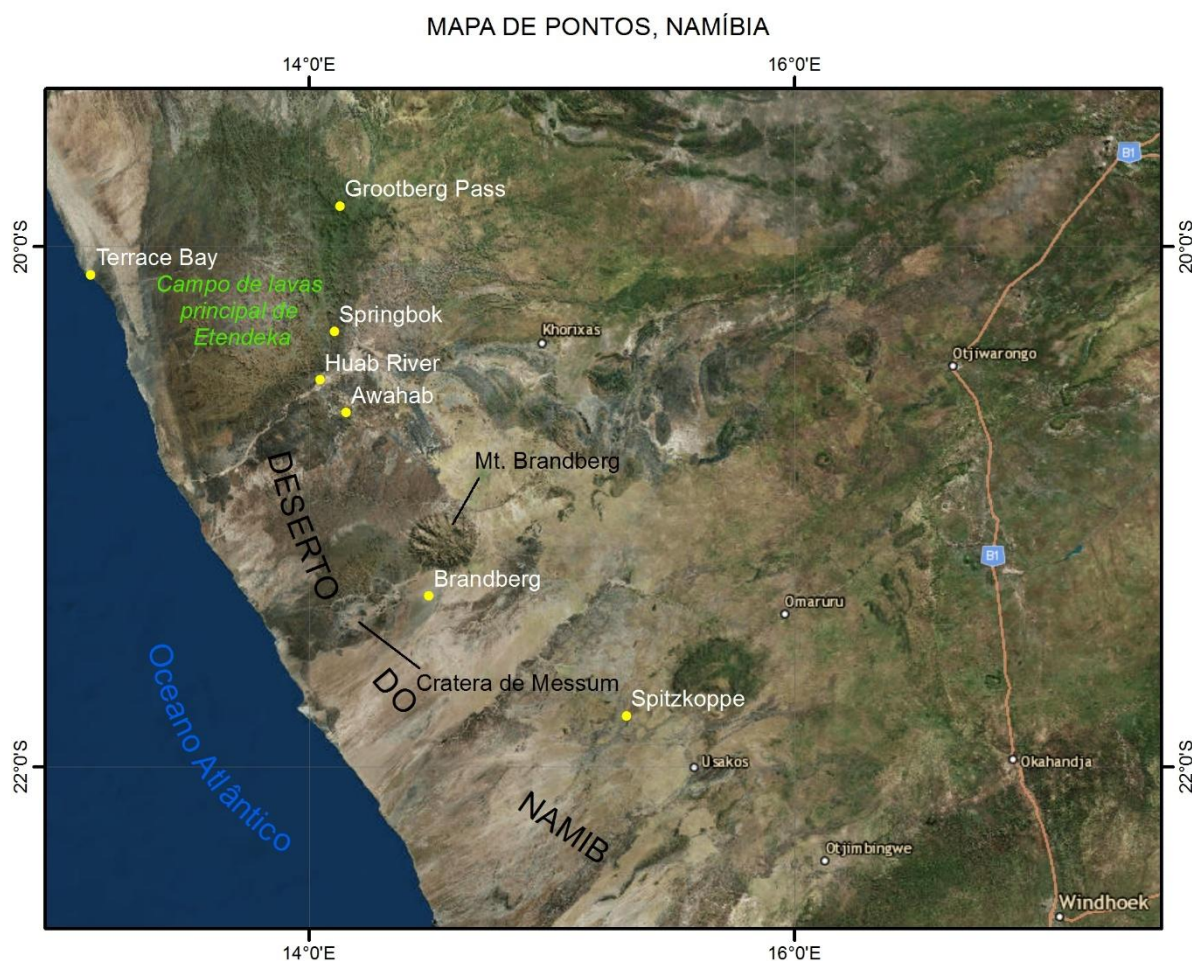


Figura 55: Localização geral das áreas visitadas na Namíbia. Os pontos em amarelo correspondem aos locais de pernoite e coleta de amostras, com detalhes na Tabela 16.

7.1.1 Complexo Intrusivo de Brandberg

Brandberg é a montanha mais alta da Namíbia, com seu pico, o Königstein, assomando a 2.573 m de altitude. Compreende uma intrusão predominantemente granítica datada em 132 a 130 Ma (Wanke, comunicação pessoal). Essa datação posiciona temporalmente o maciço de Brandberg no mesmo período do episódio vulcânico Paraná-Etendeka. Nota-se que nos flancos da montanha, pouco acima da planície desértica,

encontram-se camadas preservadas de rochas sedimentares da Bacia Karoo e rochas vulcânicas do Grupo Etendeka. Ambas as camadas se encontram com leve mergulho para o interior da intrusão, possivelmente indicando alguma subsidência termal após sua cristalização (Figura 56).

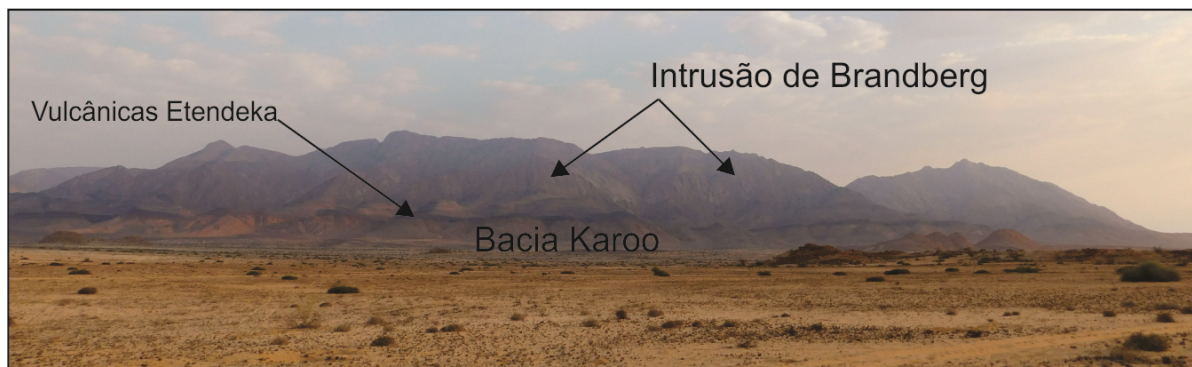


Figura 56: Vista da Montanha de Brandberg (largura: cerca de 25 km).

7.1.2 Montanhas de Goboboseb e Cratera de Messum

Há uma importante feição circular no relevo atual chamada de Cratera de Messum, a qual fora outrora o centro de extravasamento das lavas e fluxos piroclásticos que construíram as primeiras unidades de natureza ácida do Grupo Etendeka. As rochas intrusivas no interior dessa cratera possuem correlação geoquímica com as rochas extrusivas das unidades ácidas da Formação Goboboseb (Subgrupo Awahab), atualmente aflorantes tanto nas redondezas da cratera na forma de montanhas como mais a norte, nos *outliers* de Huab.

7.1.3 Huab Outliers³ – Sequência ou Seção de Awahab

Nessa região montanhosa separada do platô principal de Etendeka pelo vale do rio Huab foi descrita pelos pioneiros a primeira seção-tipo das unidades vulcânicas inferiores do Grupo Etendeka, atualmente reunidas no Subgrupo Awahab (Miller, 2008). No trajeto através do Deserto do Namib até a Sequência de Awahab observam-se as rochas metamórficas dobradas do cinturão Damara sendo expostas (Figura 57 a). Ocorrem também algumas unidades da Bacia Karoo (localmente Bacia Huab) sobrepostas ao embasamento metamórfico. Por exemplo, os lamitos da Formação Doros são correlatos aos lamitos da Formação Rio do Rasto da Bacia do Paraná (Figura 57b). Um conjunto de soleiras de diabásio

³ *Outliers* – refere-se a um conjunto de rochas em camadas que visto em planta, exhibe as unidades mais antigas nas bordas e as mais novas no centro. Assemelha-se a um morro testemunho. Neste caso, Huab Outliers compreendem morros testemunhos do platô principal de Etendeka separados deste pelo vale do rio Huab.

afloram mostrando relações de contato com os arenitos sotopostos à sequência vulcânica (Figura 57c).

Na base da seção descrita na montanha de Awahab (Figura 55) se encontram arenitos da Formação Twyfelfontein, correlatos aos arenitos da Formação Botucatu da Bacia do Paraná, com estratificações cruzadas de grande porte, registro de dunas eólicas jurássicas e eocretáceas (Figura 57d).

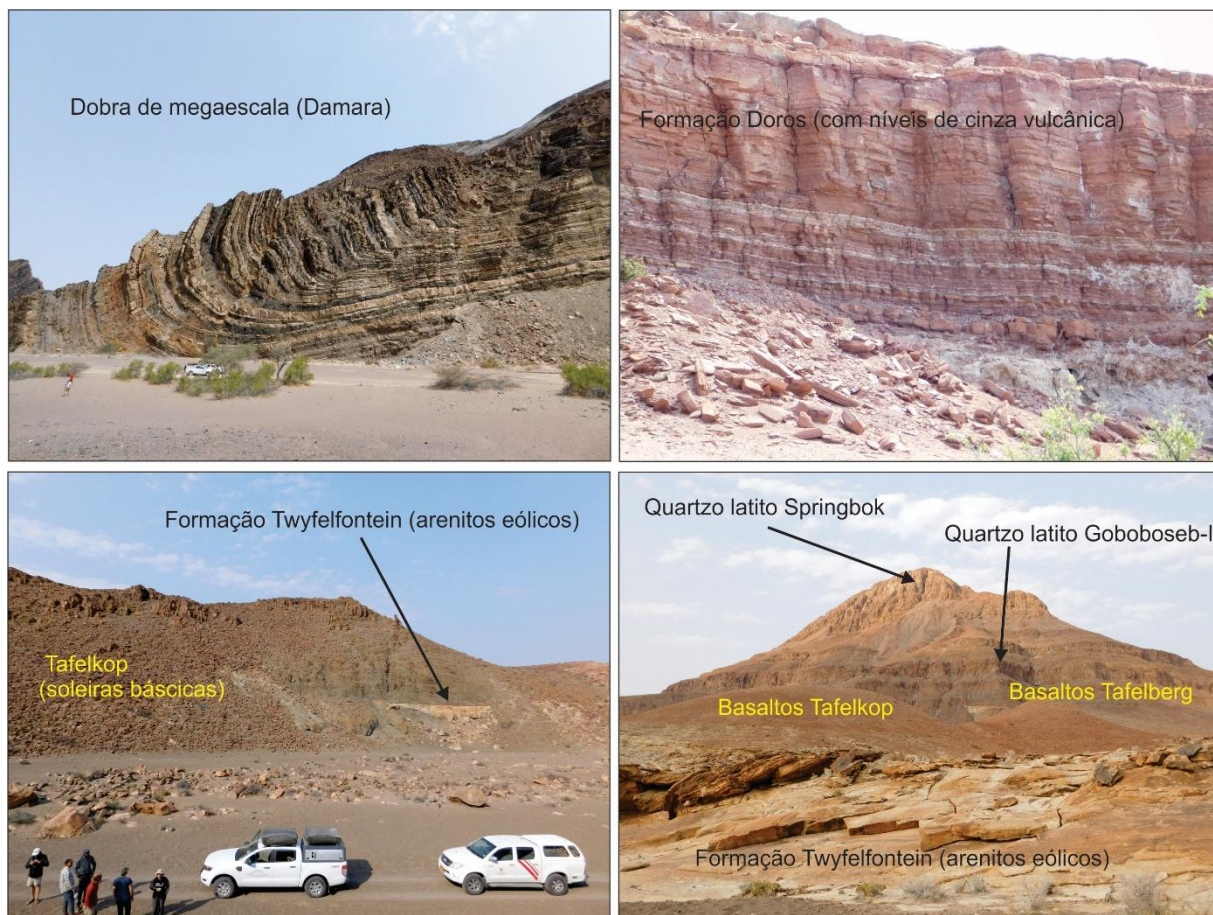


Figura 57: Dobra em megaescala do cinturão Damara (esq. superior); lamitos da Formação Doros intercalados com níveis de cinza vulcânica, correlatos aos lamitos da Fm. Rio do Rasto (sup. Direita); soleiras de magma tipo Tafelkop (inferior esquerda); vista geral da seção Awahab (afloramentos EK-AW-I a IV).

Estratigraficamente acima dos arenitos são descritos os primeiros derrames basálticos, da Formação Tafelkop, representados por basaltos com olivina na assembleia mineral. Estes basaltos não são descritos na Província Magmática do Paraná. Intercaladas a esses derrames ocorrem lentes areníticas que constituem dunas eólicas fossilizadas no interior desta sequência (Figura 58). Algumas das dunas ainda possuem a forma barcana original. Esse vulcanismo pioneiro construiu vulcões em forma de escudo, cuja morfologia original foi, em alguns lugares, preservada pelas erupções subsequentes de basaltos do tipo Tafelberg (baixo em TiO_2 e correlatos ao tipo Gramado da PMP), que cobriram toda a

paleopaisagem. A partir deste momento não há registro de arenitos intercalados na sequência.



Figura 58: Observam-se lentes de arenito eólico da Fm. Twyfelfontein distribuídas aleatoriamente entre os derrames de basalto da base do Subgrupo Awahab indicando a presença de “dunas fósseis”.

Seguindo a estratigrafia da seção de Awahab, a primeira unidade vulcânica ácida é denominada de Goboboseb – I (Fm. Goboboseb) e considerada como uma camada de reoignimbrito com espessura de aproximadamente 60 m (Milner, Duncan & Ewart, 1992; Bryan et al. 2010). A base desta unidade é formada por camadas ou lentes de vitrófiros sobrepostas por quartzolitos com disjunções em lajes amplamente desenvolvidas (Figura 59). O núcleo da unidade ácida é marcado por estruturas de fluxo e bandamento. O topo da unidade (10 m de espessura) é marcado por brechas (Figura 60a) compostas por fragmentos de púmice ou blocos de rocha bastante vesiculada e amigdaloidal (Figura 60b).

Na continuidade da seção de Awahab, reaparecem basaltos do tipo Tafelberg. Acima, afloram rochas da Formação Goboboseb (Unidade II) com 50 m de espessura e, por fim, no topo há um nível com cerca de 200 m composto por quartzolitos da Formação Springbok, cujo topo está erodido. O topo erodido da Fm. Springbok define a discordância regional que coloca em contato os subgrupos Awahab e Etaka.

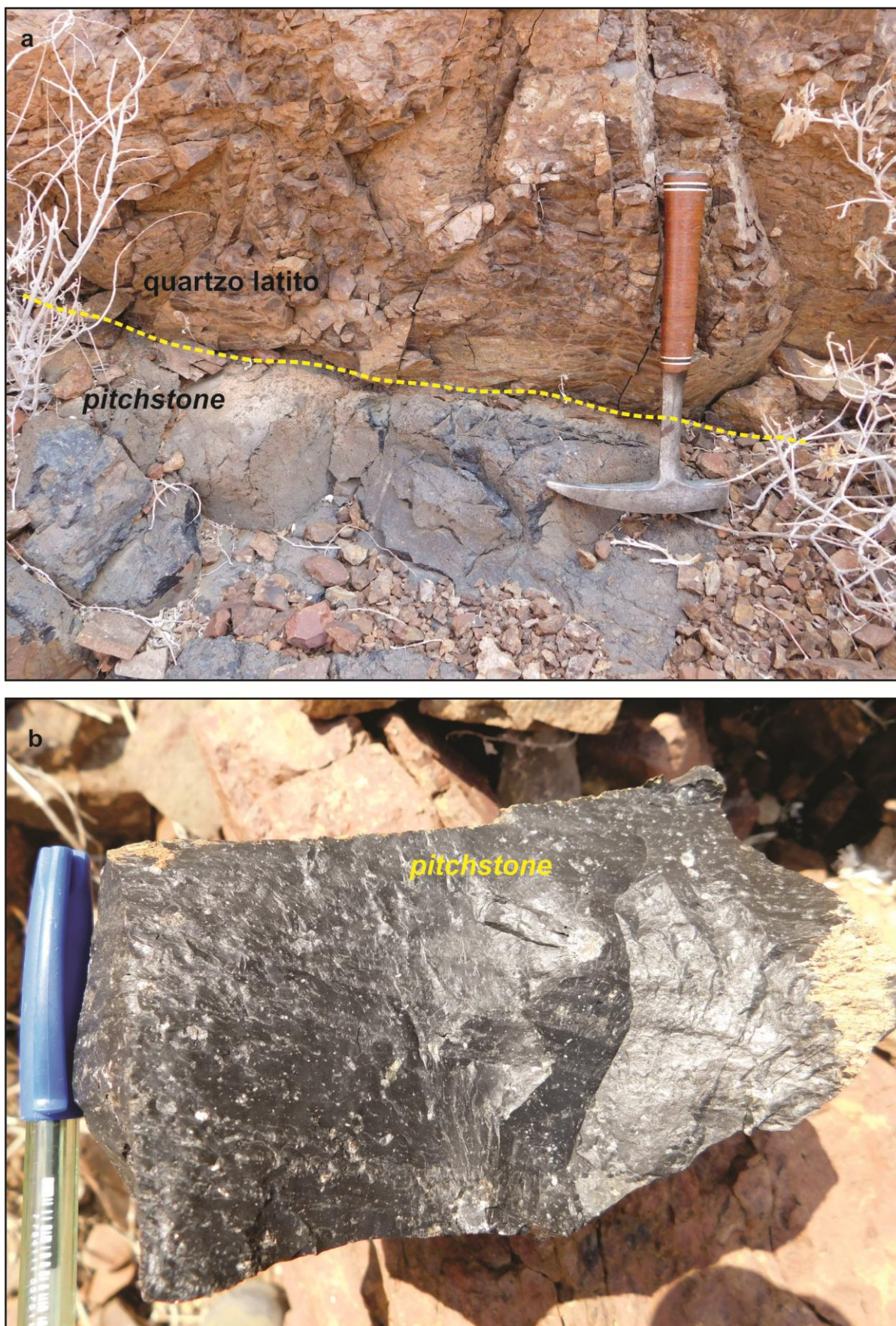


Figura 59: Contato entre camada basal de vitrófiro e quartzito latito com disjunções em lajes da Fm. Goboboseb do Subgrupo Awahab (a) e observa-se em detalhe amostra do vitrófiro do mesmo ponto (EK-AW-II).

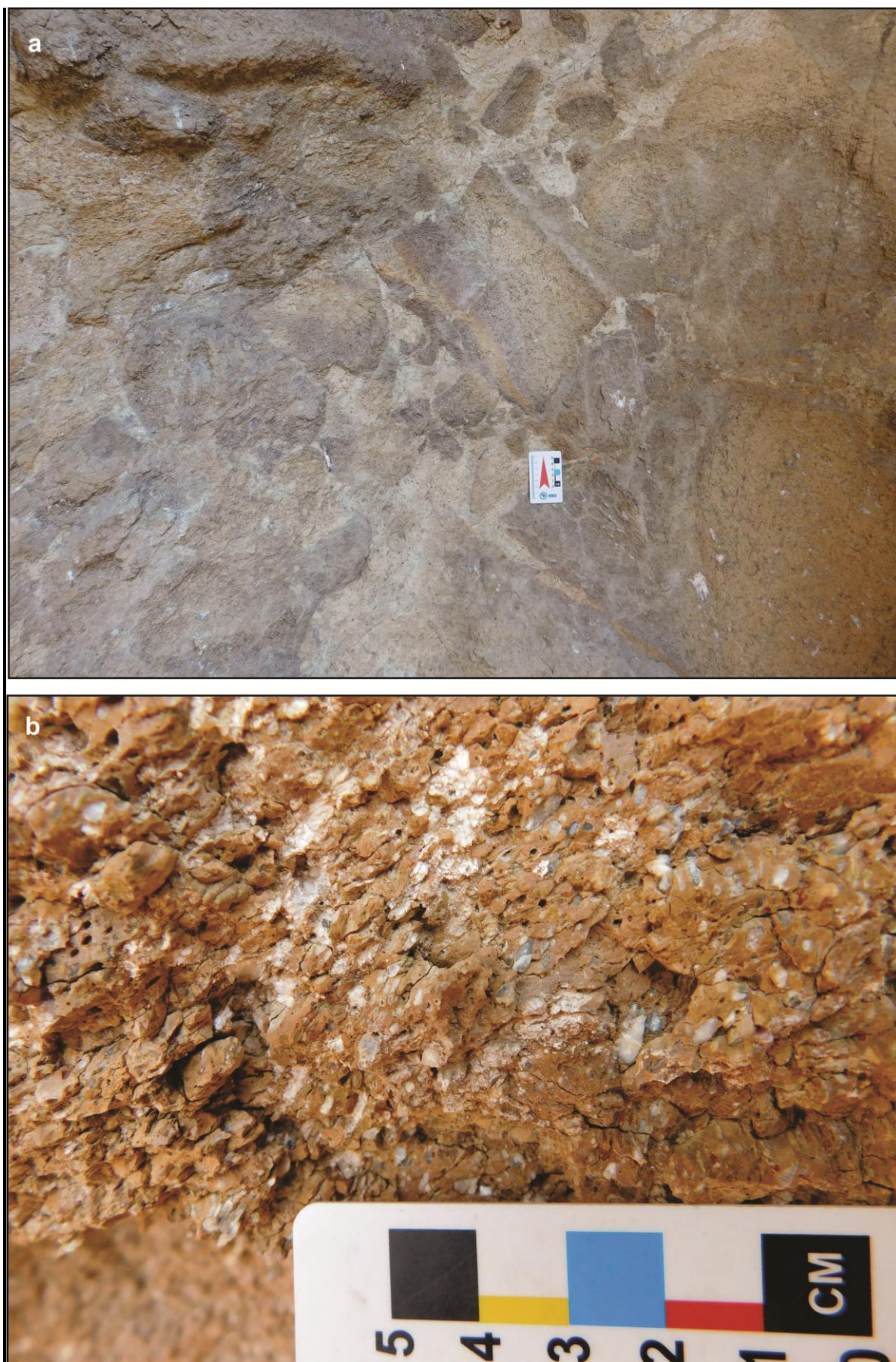


Figura 60: Topo da Fm. Goboboseb (Unidade I) constituído por brechas (a) formadas por fragmentos angulosos a arredondados de quartzo latito vesiculado e amigdaloidal (b). Afloramento EK-AW-3.

7.1.4 Campo de Lavas Principal de Etendeka: região de Huab River e Platô de Grootberg

O rio Huab secciona e escava o platô de Etendeka expondo a estratigrafia inferior das unidades da bacia Huab (anexa às bacias do Karoo e Paraná). Nessa região afloram dezenas de soleiras gabroicas e de diabásio tendo como encaixantes os arenitos da Formação Twyfelfontein. Cruzando o rio Huab de sudeste para noroeste, aproximam-se as escarpas do Platô de Etendeka, sustentadas na base pelos arenitos da Formação Twyfelfontein e no topo pelas rochas vulcânicas. O Campo de Lavas Principal de Etendeka tem cerca de 160 km de comprimento no eixo N-S e aproximadamente 110 km de largura no eixo E-W (Figura 61).



Figura 61: Campo de Lavas Principal do Platô de Etendeka. O topo côncavo das montanhas é formado pelas rochas ácidas da Fm. Springbok. Ao fundo observa-se platô constituído por quartzo latitos da Fm. Grootberg (Estrada que conecta Fonteine Farm a Bersig; UTM 33S 404173/7750796; 830 m).

As rochas ácidas do Subgrupo Awahab (formações Goboboseb (base) e Springbok (topo)) estão sotopostas à sequência vulcânica do Subgrupo Etaka e o primeiro é gradualmente sobreposto pelo segundo. Os quartzo latitos da Formação Springbok estão amplamente distribuídos no sul do Campo de Lavas Principal de Etendeka e desaparecem em direção ao norte (Figura 62a). A base da unidade é formada por vitrófiros cinza escuros (Figura 62b) enquanto o núcleo é composto por quartzo latitos mais cristalinos de cor cinza claro.

O Subgrupo Etaka contém as seguintes formações geológicas compostas por quartzolatos e intercaladas aos basaltos e localmente latitos da Formação Tafelberg:

1. Formação Wereldsend na base;
2. Formação Grootberg em posição intermediária;
3. Formação Beacon no topo.

A Formação Grootberg distribui-se sustentando os mais extensos e elevados platôs do Campo de Lavas de Etendeka (Figura 63a) e é petrográfica (Figura 63b) e geoquimicamente semelhante às rochas ácidas do Tipo Palmas, subtipo Caxias do Sul, da Província Magmática do Paraná.

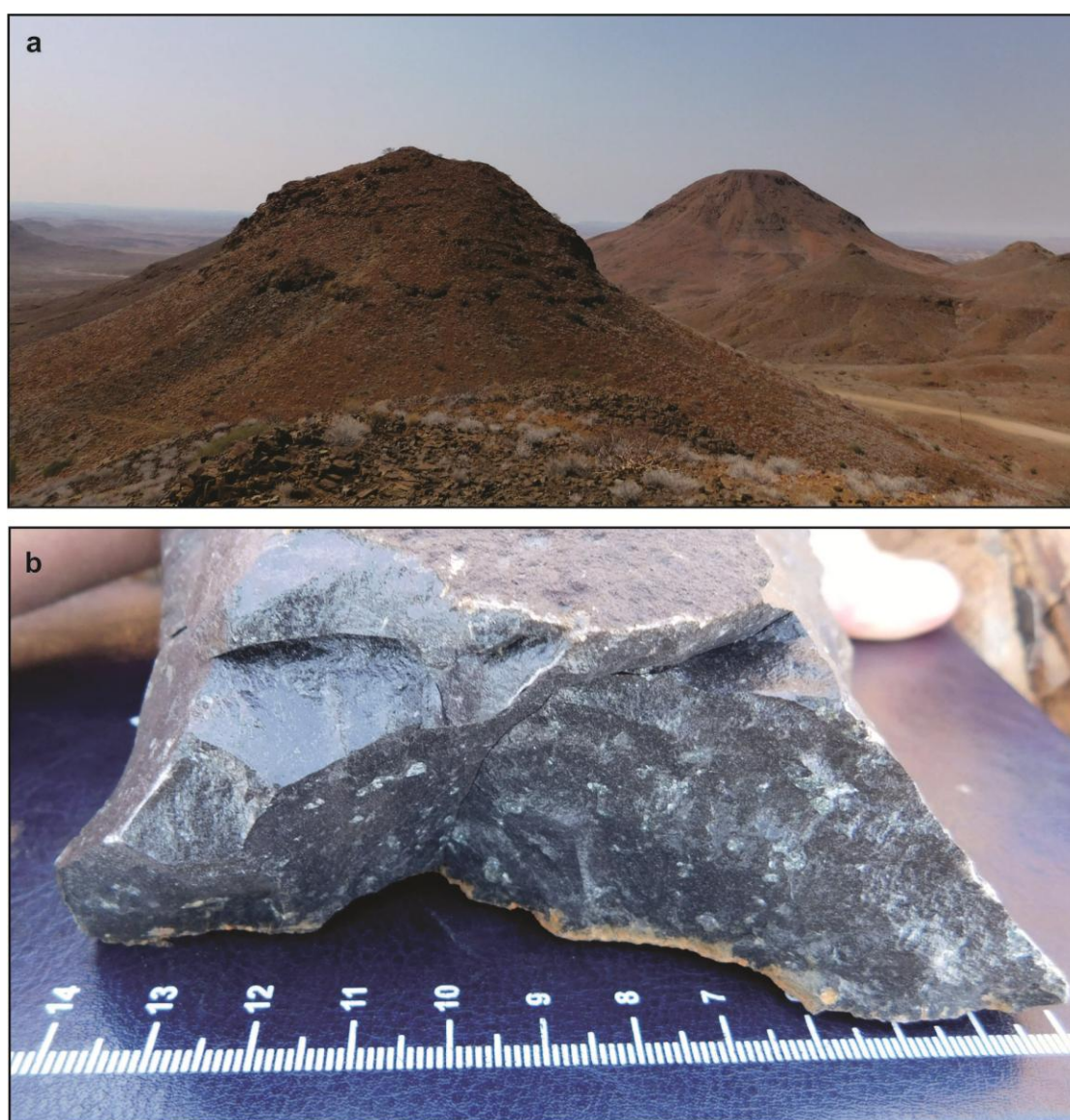


Figura 62: Vista geral a partir do afloramento EK-SB, situado no sul do Campo de Lavas Principal de Etendeka. Observa-se que o topo dos morros é formado por quartzolatos da Fm. Springbok, acima dos quais se encontra a discordância erosiva regional (a); Em (b) observa-se amostra de vitrófiro da camada selante da Fm. Springbok (EK-SB-2).



Figura 63: Vista a partir da encosta do Platô de Grootberg, de onde se observa as imediações dos platôs sustentados por rochas ácidas, as quais são consideradas como camadas de reosignimbritos de grandes extensões (a); amostra de quartzo latito (dacito) com textura sal e pimenta coletada no topo do Platô de Grootberg (1.630 m; amostra EK-GG-3).

7.1.5 Sucessão Costeira

Ao oeste da Zona de Falha de Ambrosius Berg, de direção N-S e que secciona a Namíbia próximo ao litoral, afloram novamente as rochas do Grupo Etendeka, porém agora sob a forma de retalhos alongados e basculados por falhas lítricas. O grande platô de Etendeka, com altitude média de 800 m, podendo chegar acima de 1.600 m nos platôs mais elevados, rebaixa-se lentamente em direção a Costa dos Esqueletos. As terras ensolaradas, áridas e avermelhadas e as planícies de cascalho características do platô vulcânico de Etendeka dão lugar às terras úmidas, cinzentas, nubladas e às planícies arenosas e campos de dunas eólicas de areias brancas da Costa dos Esqueletos. Algumas praias são formadas por seixos e blocos de rochas vulcânicas e do embasamento cristalino, como em Terrace Bay.

7.1.6 Amostragem

As tabelas a seguir relacionam o local, o código das amostras, as litofácies de campo, a altitude e a unidade geológica de cada amostra (Tabela 16). Comparações das amostras com as unidades geológicas da PMP podem ser observadas na Tabela 17.

Tabela 16: Dados das amostras coletadas na Namíbia. (*) QL – quartzo latitos; (**) – fluxo vulcânico. Siglas das litofácies de campo iguais às utilizadas para as amostras do Brasil. Nota: o uso do termo quartzo-latito é tomado em respeito à nomenclatura original empregada pelos pesquisadores pioneiros.

Local	Código Original	Código para Tese	Litofácies de campo	Info. Geoq.	Altitude (m)	Formação
Grootberg Pass	EK-GT	EK-GG-3	mD	dacito	1.630	Grootberg QL*
	EK-GP	EK-GG-2	mB	andesito	1.552	Tafelberg
	EK-GB	EK-GG-1	mB	basalto	1.535	Tafelberg
Discordância erosiva						
Springbok (mirante)	EK-SP	EK-SB-2	bP	dacito	912	Springbok QL
	EK-SC	EK-SB-1	mD	dacito	879	Springbok QL
Awahab (Huab Outliers)	EK-AS	EK-AW-4	bD	dacito	1.120	Springbok-QL
	EK-AP	EK-AW-3	Br	-	1.008	Goboboseb-I** QL
	EK-GBP	EK-AW-2	bP	dacito	980	Goboboseb-I QL
	EK-GBC	EK-AW-1	mD	andesito	970	-

7.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA DAS LITOFÁCIES DESCRITAS EM ETENDEKA

As amostras coletadas na Namíbia são representativas de três unidades vulcânicas ácidas, duas intermediárias e uma básica. É apresentada abaixo a descrição microscópica das amostras, seguindo a estratigrafia.

7.2.1 Basaltos da Formação Tafelberg (EK-GG-1)

Em seção delgada o basalto é maciço, afírico e o tamanho dos cristais é de cerca de 0,2 mm. A textura é holocristalina e intergranular (Figura 64). A assembleia mineral é formada por clinopiroxênio (40%), plagioclásio (35%), agregados quartzo-feldspáticos (10%), magnetita (10%) e hidróxidos (5%). Os cristais são equigranulares, euédricos a subédricos. Os cristais de clinopiroxênio são subédricos a anédricos. A estrutura é maciça.

Tabela 17: Correlação entre unidades geológicas/geoquímicas Etendeka-Paraná. (*) QL – quartzo latitos; (**) – Latito. Comparações com base em Miller (2008).

Código	Grupo Etendeka (Membro/Formação/Subgrupo)	Formação Serra Geral (Tipo/Subtipo)	Whittingham (1991) <i>apud</i> Milner et al. 1995
EK-GG-3	Grootberg QL*/Etaka	Palmas/Caxias do Sul	E, F
EK-GG-2	Nil Desperandum L**/ Tafelberg/Etaka	Sem correspondência	
EK-GG-1	Tafelberg Basalt/Etaka	Gramado	
EK-SB-2	Springbok QL/Awahab	Palmas/Caxias do Sul	B
EK-SB-1	Springbok QL/Awahab	Palmas/Caxias do Sul	
EK-AW-4	Springbok QL/Awahab	Palmas/Caxias do Sul	B
EK-AW-3	Goboboseb QL-I/Awahab	Palmas/Jacuí	A
EK-AW-2	Goboboseb QL-I/Awahab	Palmas/Jacuí	A
EK-AW-1	?	?	?

7.2.1.1 LATITO DO MEMBRO NIL DESPERANDUM DA FORMAÇÃO TAFELBERG (EK-GG-2)

Em seção delgada a rocha é maciça, porfirítica e a granulometria dos fenocristais é varia entre 0,3 e 0,5 mm. Há fenocristais de magnetita e piroxênio e observa-se textura inequigranular, hipocristalina a holocristalina e intersertal com 10% de vidro vulcânico intersticial. A assembleia mineral é formada por plagioclásio (40%), clinopiroxênio (20%), agregados quartzo-feldspáticos (15%), magnetita (10%) e hidróxidos (5%). Os cristais de plagioclásio são equigranulares euédricos e ripiformes. O clinopiroxênio é equigranular, euédrico e tabuliforme. Os cristais de magnetita são inequigranulares a equigranulares e aciculares. A presença de cristais aciculares e ripiformes corrobora a classificação desta rocha como pertencente ao Membro Nil Desperandum, pois esta feição serve como guia de acordo com Miller (2008) (Figura 65). A rocha é classificada como latito ou andesito com base nos dados geoquímicos.

7.2.2 Quartzo latitos da Formação Grootberg (EK-GG-3)

Compreende dacitos maciços e afíricos, cujo tamanho dos cristais é de 0,4 mm. Não há microfenocristais e observa-se textura equigranular e hipocristalina com cerca de 15% de

vidro vulcânico intersticial em matriz formada por plagioclásio (40%), agregados quartzo-feldspáticos (25%), magnetita (10%) e clinopiroxênio (8%); hidróxidos ocupam 2% da matriz. Cristais de plagioclásio são subédricos e muitas vezes ocos. O clinopiroxênio é anédrico e os cristais opacos são anédricos a subédricos (cúbicos). Observam-se feições de resfriamento rápido (*quenching*) como cristais ocos. Ocorre intensa devitrificação, com presença de esferulitos e agregados quartzo-feldspáticos (Figura 66). Esta seção delgada da Formação Grootberg é a mais semelhante com as seções descritas na sequência vulcânica ácida de São Joaquim.

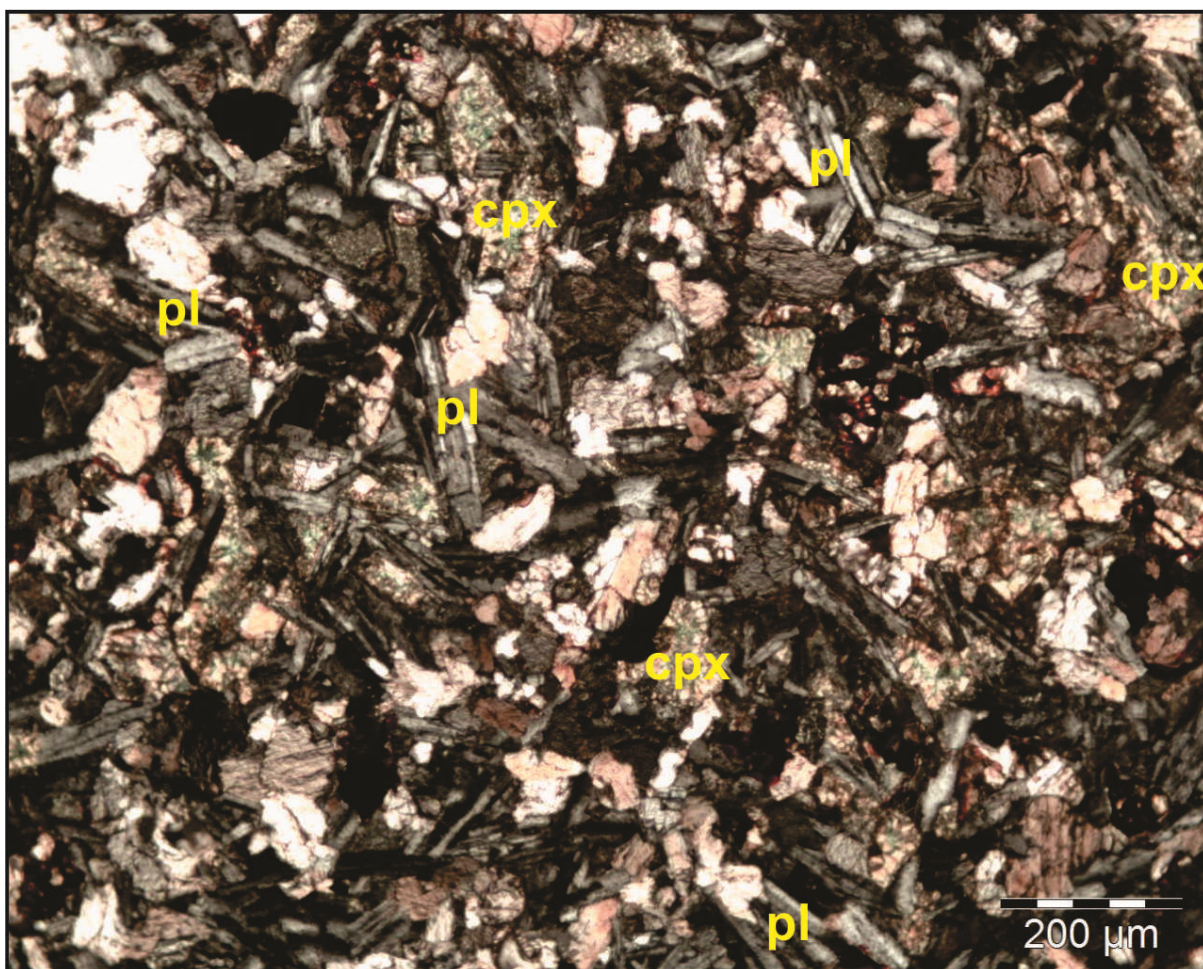


Figura 64: Fotomicrografia de basalto coletado no ponto EK-GG-1; observa-se textura equigranular holocristalina dos basaltos da Formação Tafelberg. Luz polarizada.

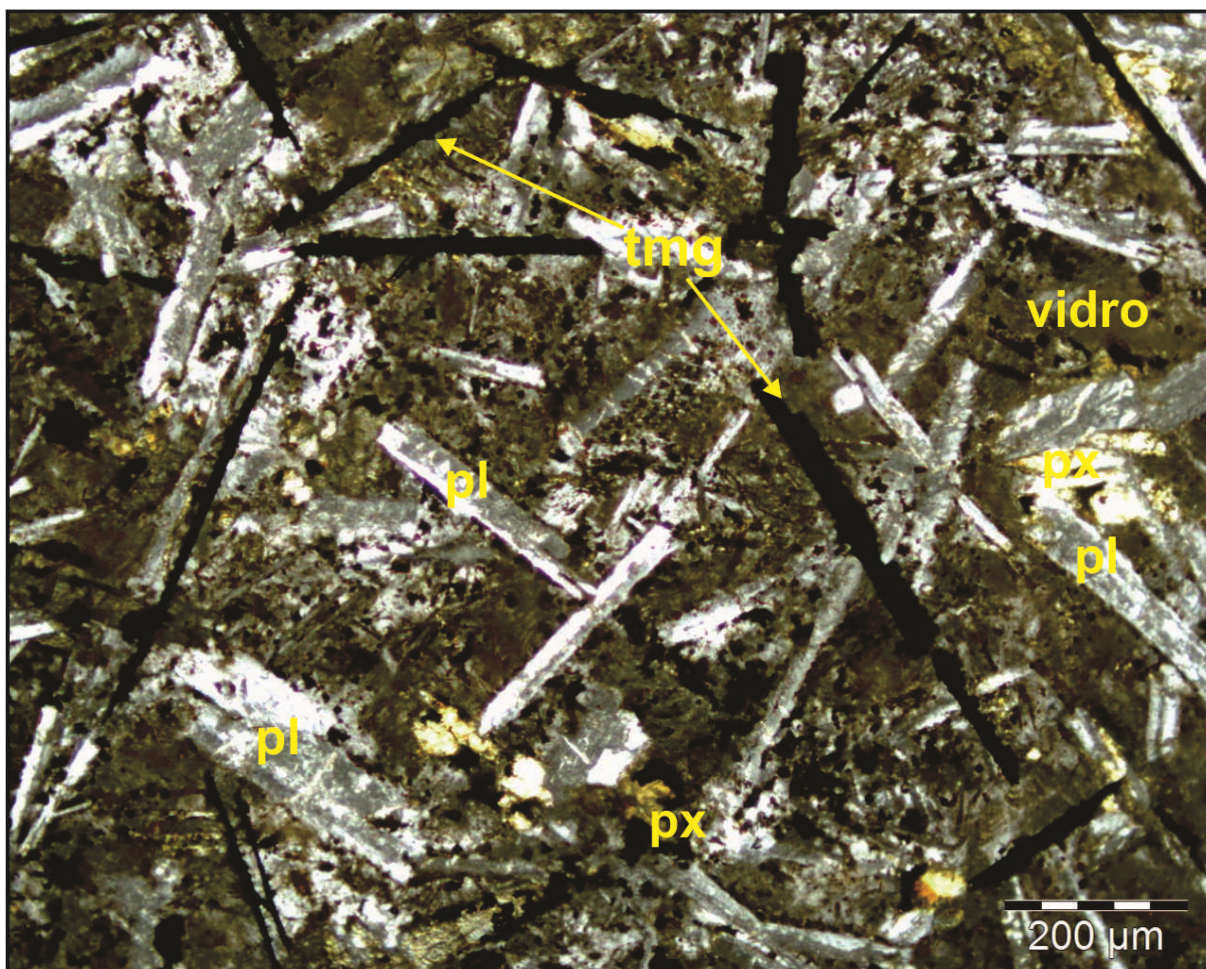


Figura 65: Fotomicrografia de latito ou andesito coletado no ponto EK-GG-2; observa-se textura inequigranular porfírica do andesito Nil Desperandum. Luz polarizada. Símbolos: tmg – titanomagnetita, pl – plagioclásio, px – clinopiroxênio.

7.2.3 Quartzo latitos da Formação Springbok (EK-SB-2, EK-SB-1, EK-AW-4)

As seções delgadas do núcleo da unidade vulcânica têm granulometria entre 0,2 a 1 mm, estrutura maciça e textura hipocristalina microporfírica, com cerca de 30 a 35% de vidro vulcânico. A assembleia mineral é formada por plagioclásio (35-40%), clinopiroxênio (10%), magnetita (08-10%) e agregados quartzo-feldspáticos (0-12%). Os cristais de plagioclásio são inequigranulares, subédricos e por vezes anédricos ou mesmo euédricos. Os microfenocristais são subédricos a anédricos e, por vezes, aparentemente quebrados. Os cristais de clinopiroxênio são subédricos, anédricos e raramente euédricos. Ocorrem esferulitos como feição de devitrificação. Não são observadas outras feições de rápido resfriamento, além da presença do vidro (Figura 67a).

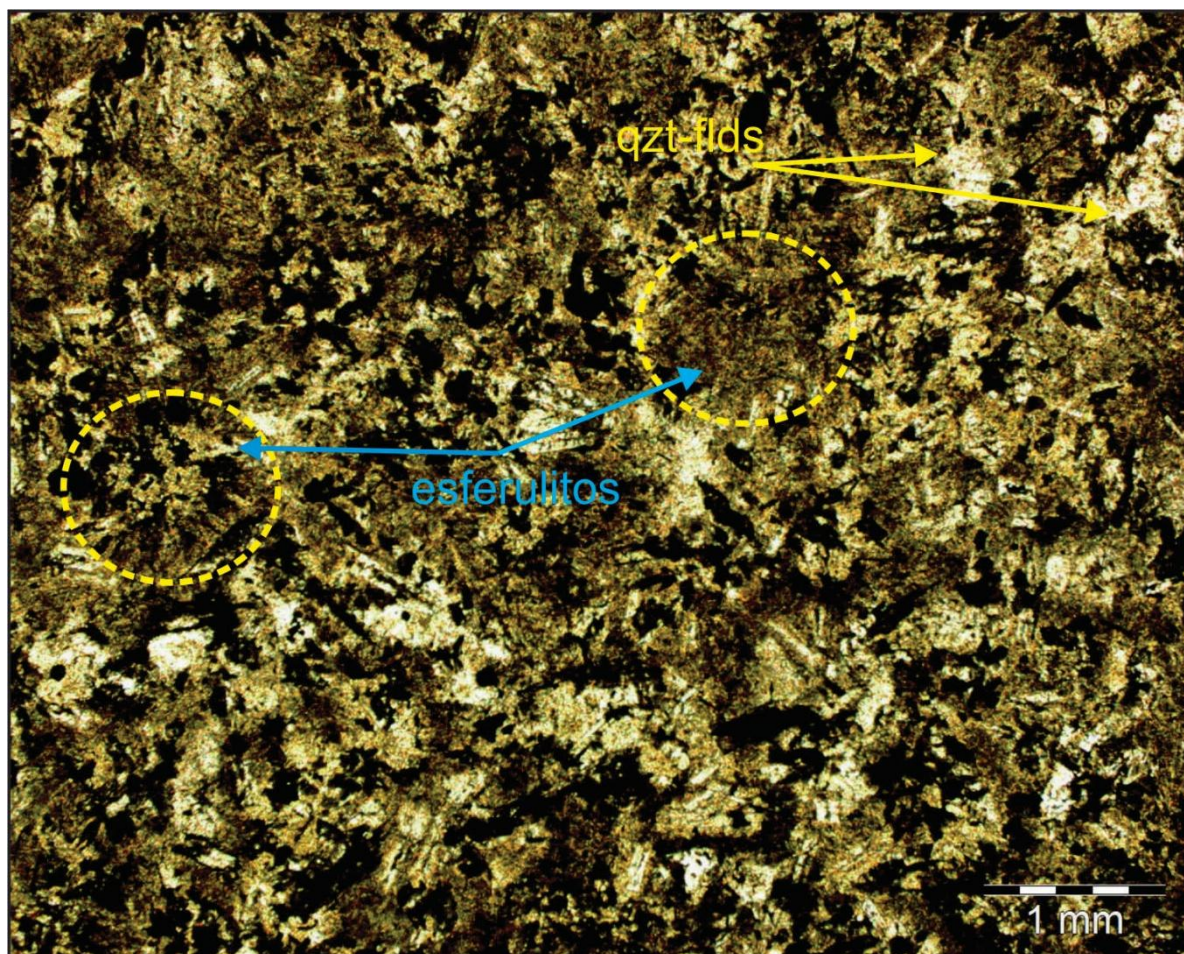


Figura 66: Fotomicrografia de quartzo latito (dacito) coletado no platô de Grootberg (EK-GG-3) mostrando esferulitos e agregados quartzo-felspáticos oriundos de devitrificação. Polarizadores paralelos.

A camada de *pitchstone* amostrada tem em seção delgada estrutura de fluxo, fenocristais e granulometria que varia entre 0,1 a 1 mm. A textura é microporfírica fluidal, hipohialina, com 80% de vidro vulcânico. A assembleia mineral restante é formada por plagioclásio (14%), clinopiroxênio (4%) e magnetita (2%). Os cristais de plagioclásio são inequigranulares, euédricos quando pequenos e anédricos a subédricos quando na forma de fenocristais, cujas bordas são arredondadas (Figura 67b e c).

7.2.4 Quartzo latitos da Formação Goboboseb (EK-AW-3, EK-AW-2)

O nível de brecha de topo que encerra a unidade Goboboseb-I na Sequência Awahab, em seção delgada (EK-AW-3), contém fragmentos de 0,2 a 5 mm, estrutura de fluxo e textura hipohialina com cerca de 75% de vidro vulcânico. Observa-se no interior destes fragmentos a presença de plagioclásio microcristalino ($\cong 10\%$), agregados quartzo-feldspáticos (10%), piroxênio (2%) e opacos (2%).

A camada basal de *pitchstone* amostrada, em seção delgada, exhibe granulometria variando entre 0,05 a 1 mm e textura microporfirítica fluidal, hipohialina com 75% de vidro vulcânico. A assembleia mineral é formada por plagioclásio (15%), piroxênio ($\cong 4\%$), magnetita (3%) e agregados quartzo-feldspáticos muito localizados (2%). Os cristais de plagioclásio são inequigranulares, eútricos a anétricos quando na forma de fenocristais. O piroxênio é anétrico e a magnetita subédrica. Observa-se estrutura de fluxo definida por orientação preferencial dos cristais e por um bandamento milimétrico com alternância entre bandas mais claras (menos vidro) e mais escuras (mais vidro). O bandamento é ondulado. Algumas dessas bandas assemelham-se a *fiammes*.

7.2.5 Latito ou andesito do ponto EK-AW-1

Em seção delgada a rocha é afírica equigranular com granulometria menor que 0,1 mm e observa-se textura hipocristalina com 10% de vidro vulcânico intersticial. A assembleia mineral é constituída por plagioclásio (40%), clinopiroxênio (30%), magnetita (15%) e óxidos (5%). Os cristais de plagioclásio são equigranulares e de hábitos euédricos a subédricos. O clinopiroxênio é subédrico e também equigranular. Os cristais de magnetita são equigranulares e euédricos. A textura é intergranular e a estrutura da rocha é maciça.

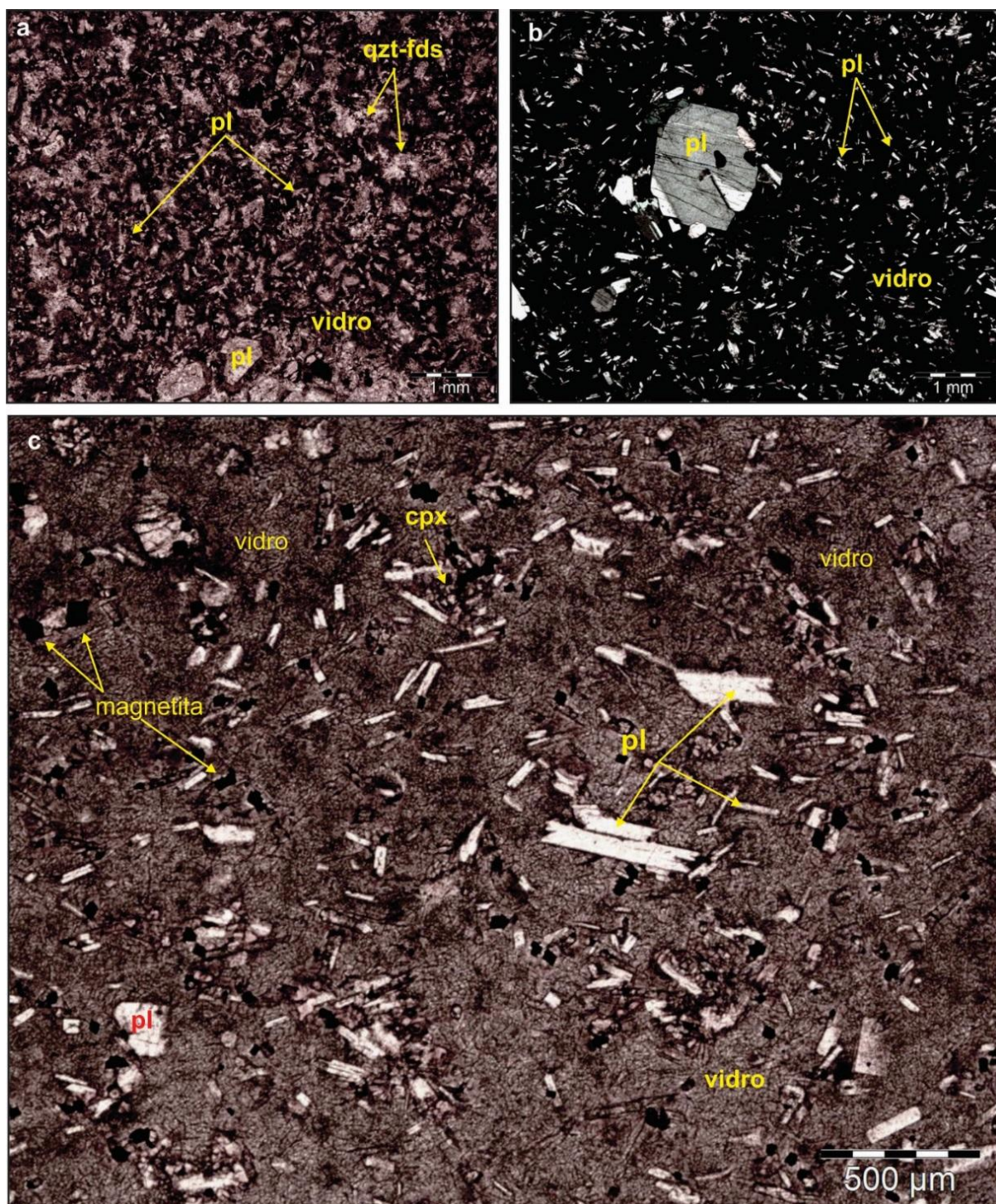


Figura 67: Fotomicrografias de quartzo latitos da Formação Springbok. Observa-se o núcleo devitrificado do corpo vulcânico (a) e as camadas de *pitchstone* (b e c). Afloramentos a – EK-SB-1 (polarizadores paralelos); b – EK-SB-2 (luz polarizada); c – EK-SB-2 (polarizadores paralelos).

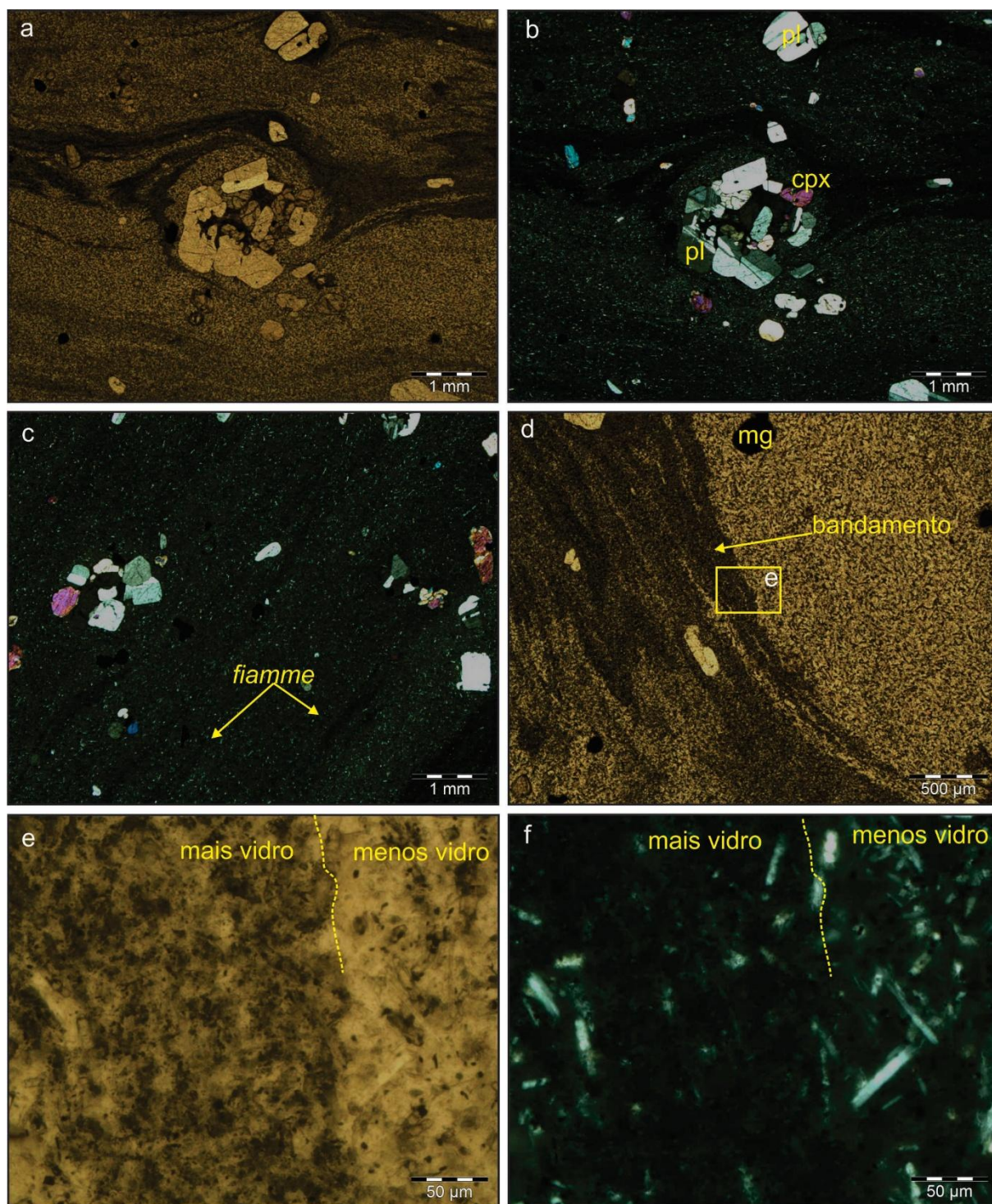


Figura 68: Fotomicrografias de quartzo latitos identificados como da Formação Goboboseb na Sequência Awahab (afloramento EK-AW-. Em (a) e (b) bandamento composicional e contorcido (assemelhando-se a um “porfiroclasto” tipo delta) com microfenocristais (polarizadores paralelos e luz polarizada à direita); em (c) detalhe de fiammes (luz polarizada); em (d) detalhe do bandamento (polarizadores paralelos) e em (e e f) aumento de 40x do contato entre os níveis claros e escuros (polarizadores paralelos em (e) e polarizada em (f)).

8.0 ANÁLISES GEOQUÍMICAS

Foram selecionadas 55 amostras são a pouco intemperizadas para a análise geoquímica, obtida por meio da fluorescência de raios X, conforme descrito no capítulo de métodos desta tese. Deste montante, 14 amostras são de rochas descritas em campo como básicas (cinco intrusivas e nove extrusivas), duas de rochas intermediárias e 39 amostras de rochas ácidas extrusivas. A maioria das amostras foi coletada na região de São Joaquim-SC e oito amostras foram coletadas nas principais formações do Grupo Etendeka. Informações detalhadas estão descritas na sequência deste capítulo.

Os óxidos maiores, analisados a partir de pastilhas fundidas, são expressos em porcentagens peso: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 . Os elementos traços foram analisados em pastilhas prensadas e são expressos $\mu\text{g/g}$ (micrograma por grama): Cr, Ni, Ba, Rb, Sr, La, Ce, Zr, Y, Nb, Cu, Zn, Co, V e Ga. Os valores de LOI (*loss on ignition* ou perda ao fogo) das amostras variam entre 0,52 % até 3,73 %. Os valores dos óxidos foram recalculados para base anidra. O apêndice 12.1 contém as tabelas com os resultados completos das análises químicas.

8.1 DIAGRAMAS DE CLASSIFICAÇÃO

No diagrama AFM ($(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times \text{FeO}_{\text{total}} \times \text{MgO}$) de Irvine & Baragar (1971) nota-se a distribuição dos valores no campo da série toleítica, com os pontos segregados em dois agrupamentos distintos principais, indicando o vulcanismo bimodal da PMPE. Porém observa-se também que ocorrem rochas intermediárias, representadas por andesitos (latitos) coletados em Etendeka. Os valores apresentam um padrão de enriquecimento em $\text{FeO}_{\text{total}}$ (Figura 69).

No diagrama TAS ($(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times \text{SiO}_2$) de Le Maitre et al. (1989), observa-se que os teores de sílica variam entre 50,53% e 55,09% para as rochas descritas como básicas. Na química se observa que as rochas básicas intrusivas rasas são de composição basáltica, enquanto os derrames, descritos em campo como basaltos, são classificados como andesitos basálticos (Figura 70).

Os andesitos propriamente ditos apresentam teores de sílica entre 57,91% e 60,92%. Essas amostras posicionam-se logo após um *gap* de sílica que se estende até aproximadamente 66%.

As rochas descritas em campo como ácidas são classificadas principalmente como dacitos e, subordinadamente, como riolitos. As porcentagens de sílica das rochas ácidas variam entre 66,58 % a 70,12 %. Uma das amostras é classificada como traquidacito (SJ-30).

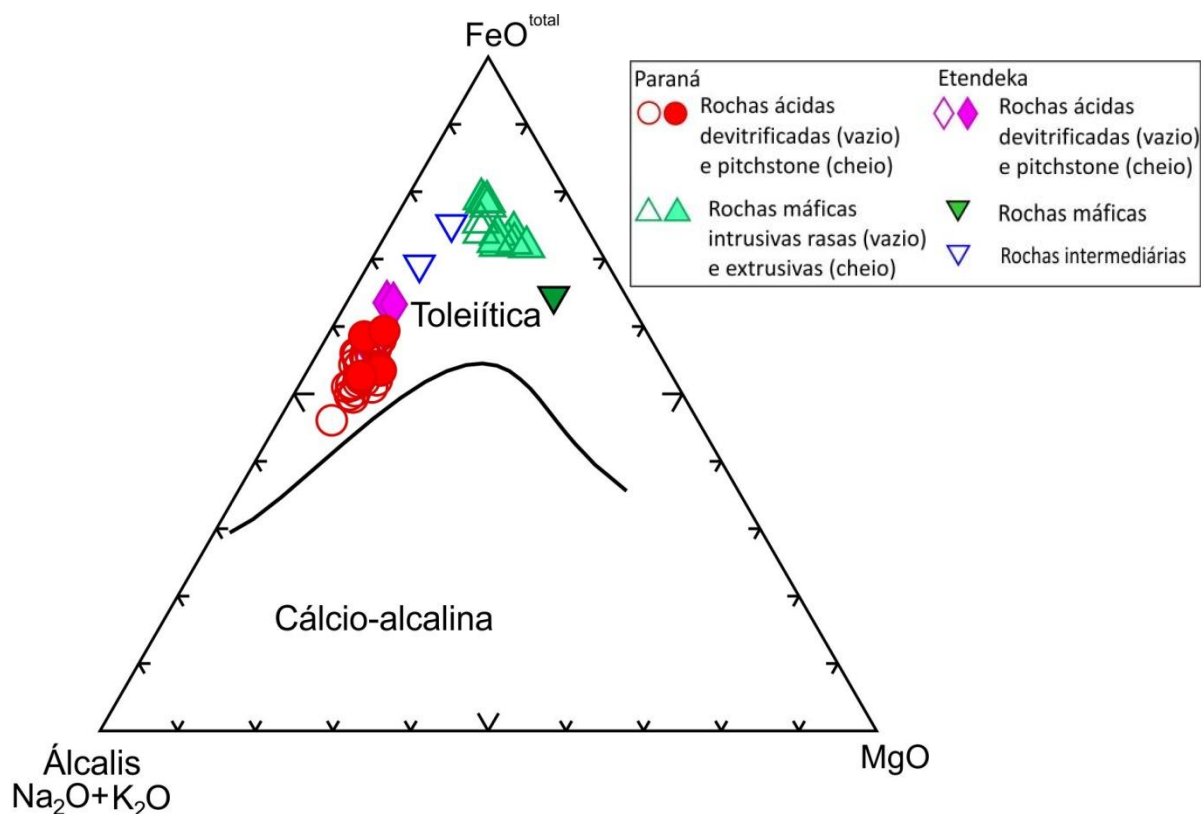


Figura 69: Diagrama AFM ((Na₂O + K₂O) x FeO_{total} x MgO) com a distribuição das amostras analisadas no campo da série toleítica (delimitação das séries de acordo com Irvine & Baragar (1971)). N= 55.

8.2 EPISÓDIOS VULCÂNICO BÁSICO INFERIOR E INTRUSIVO RASO

8.2.1 Classificação

Os derrames e dois dos diques têm valores de TiO₂ entre 1,34% e 2,05%, correspondendo aos magmas de baixo-TiO₂ semelhantes aos tipos Gramado e Esmeralda, conforme os limites propostos por Peate et al. (1982). As amostras das soleiras e de um dique provavelmente associado a uma das soleiras (pois está conectado a ela), têm valores elevados de TiO₂ (>3,5%), sendo classificadas como de alto-TiO₂ e semelhantes ao Tipo Pitanga (Figura 71).

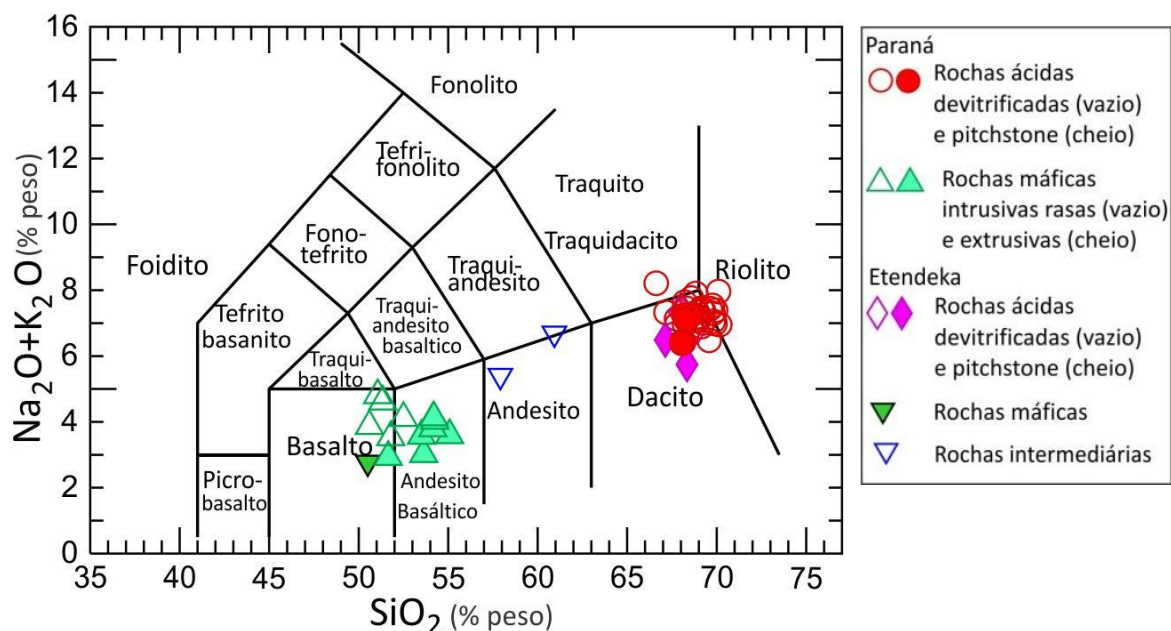


Figura 70: Classificação das rochas estudadas de acordo com o diagrama TAS (total álcalis X sílica) de Le Maitre et al. (1989) para rochas vulcânicas. N = 55.

Peate et al. (1999) mostram a distribuição dos seis tipos basálticos da PMP de acordo com a variação nas porcentagens de MgO e TiO_2 , conforme o diagrama da Figura 71. Como há superposição de alguns tipos, é necessária uma investigação mais detalhada, levando em consideração teores de elementos traço.

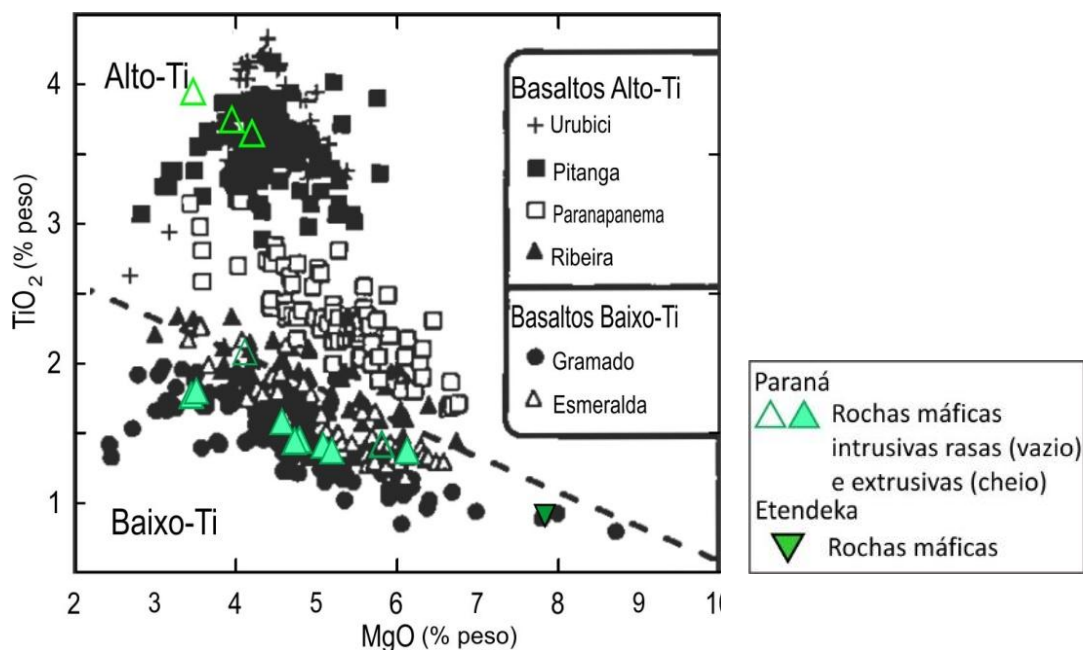


Figura 71: Diagrama de variação TiO_2 x MgO que mostra a variação composicional dos basaltos da PMP. A linha tracejada marca a divisão aproximada entre os magmas-tipo de alto e baixo- TiO_2 (Peate et al., 1999). Os teores das amostras estudadas são representados pelos triângulos. Os símbolos em preto são do trabalho original.

O diagrama Sr x Zr/Y de Peate et al. (1992) separa em campos bem definidos três magmas alto-TiO₂ da PMP. As duas soleiras da área de São Joaquim são classificadas, portanto, como semelhantes aos do tipo Pitanga. Contudo, esse magma tipo ocorre apenas mais a norte na PMP. É possível, então, que estes dados reflitam um magma tipo Urubi, alto Ti₂O, com alguma contaminação. Um dos diques, provavelmente uma apófise de uma das soleiras, apresenta mesma classificação (Figura 72).

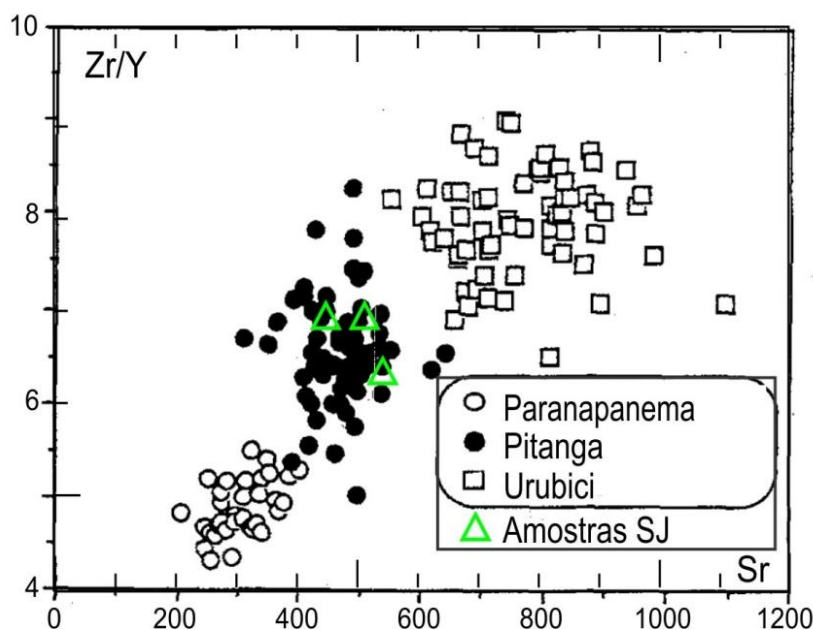


Figura 72: Diagrama de variação mostrando distinções entre os tipos de magmas basálticos da Província Magmática do Paraná (Peate et al., 1992). Dados das rochas intrusivas rasas de alto titânio da área de estudo (triângulo verde).

Os dois derrames das cotas mais baixas SJ-74 (1290 m) e SJ-77 (1069 m) são semelhantes aos do tipo Gramado, diferenciando-se do tipo Esmeralda, respectivamente, pela alta razão Sr/Y do primeiro e pela alta razão Ba/Y do segundo. O derrame sotoposto à sequência ácida a norte do Platô de São Joaquim (SJ-235 e SJ-107), embora conserve semelhanças com o tipo Gramado, diferencia-se deste pela baixa razão Zr/Y, típica do tipo Esmeralda.

Os diques que seccionam a sequência ácida na região dos campos de Sta. Bárbara (PARNA de São Joaquim) e no interflúvio norte do PSJ são semelhantes ao tipo Esmeralda, diferenciando-se do tipo Gramado pela alta razão Ti/Zr.

Na Tabela 18 estão sumarizados os critérios de classificação para os magmas tipo basálticos da Província Magmática do Paraná, de acordo com Peate et al. (1992) e Licht (2016), comparando-os com as rochas estudadas nesta tese. De acordo com a classificação

de Licht (2016) os derrames são classificados no Tipo 1 que engloba as rochas com baixos teores de SiO_2 (<62,02%), de Zr (<522,15 ppm), de TiO_2 (<2,85%) e de P_2O_5 (<0,413%). Embora Licht (2016) tenha proposto a classificação apenas para as rochas vulcânicas, optou-se aqui por comparar também esta classificação com as rochas intrusivas rasas que ocorrem na área de estudo, como pode ser observado na mesma tabela. As soleiras e um dos diques (provável apófise) foram classificadas como do Tipo 4 de Licht (2016), que contempla rochas com baixos teores de sílica SiO_2 (<62,02%) e de Zr (<522,15 ppm) e altos teores de TiO_2 ($\geq 2,85\%$) e de P_2O_5 ($\geq 0,413\%$). Rochas extrusivas do Tipo 4 ocorrem no limiar norte do planalto sul de Santa Catarina conforme o mapa apresentado pelo autor.

8.2.2 Comparações com o Grupo Etendeka

No diagrama $\text{TiO}_2 \times \text{Zr}$ (Figura 73) de Marsh et al. (2001) são discriminados os grupos de alto e baixo- TiO_2 para as rochas máficas extrusivas e intrusivas do Grupo Etendeka. As amostras de andesitos basálticos dos derrames e amostras dos diques correlacionam-se com o grupo de baixo- TiO_2 desses autores, enquanto a amostra das soleiras (e apófise) é classificada no grupo de alto- TiO_2 .

Na sequência são apresentados dois diagramas dos mesmos autores, um para as lavas e outro para as intrusões, com a projeção dos pontos das rochas básicas estudadas na região de São Joaquim.

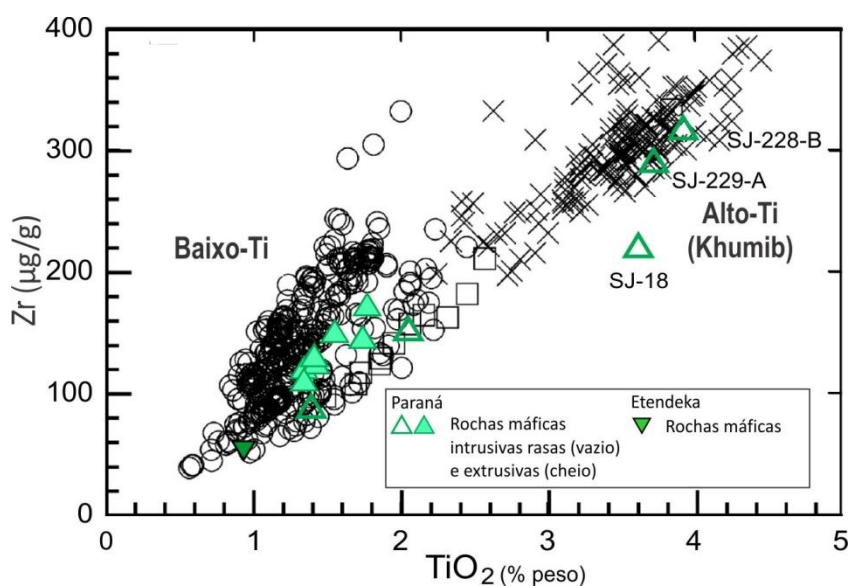


Figura 73: Diagrama de discriminação geoquímica para as rochas máficas intrusivas e extrusivas de alto e baixo- TiO_2 de Etendeka (Marsh et al., 2001). Símbolos: baixo- TiO_2 (O), alto- TiO_2 (X) e sequência Tafelkop de basaltos com olivina ausentes na Bacia do Paraná (quadrado).

Tabela 18: Variação composicional dos litotipos basálticos proposta por Peate *et al.* (1992), valores dos óxidos, elementos traço e razões para as amostras estudadas na região de São Joaquim e Etendeka e definição dos tipos de magma para a área. As células em vermelho indicam valores discrepantes comparados aos do tipo que a amostra está sendo classificada.

Geometria	Grupo Sul		Grupo Norte					Derrame	Derrame	Derrame	Derrame	Derrame	Derrame	Derrame	Derrame		Soleira 1	Soleira 2	Dique 1	Dique 2	Dique 3		Derrame
Local								1	2	3	4	5	6	7	8		Centro	Portal	Ogros	Oeste	Sta. Barbara		Grootberg Pass
Altitude								821	1069	1184	1290	1306	1420	1429	1534		1404	1425	1458	1318	1655		1535
Licht 2016 Peate et al 1992	Baixo em TiO ₂			Alto em TiO ₂				SJ-45	SJ-77	SJ-64	SJ-74	SJ-237	SJ-230-A	SJ-235	SJ-107		SJ-18	SJ-229-A	SJ-228-B	SJ-28-D	SJ-121		EK-GB
								Tipo 1	Tipo 1	Tipo 1	Tipo 1	Tipo 1	Tipo 1	Tipo 1	Tipo 1		Tipo 4	Tipo 4	Tipo 4	Tipo 1	Tipo 1		Tipo 1
	Gramado	Esmeralda	Ribeira	Urubici	Pitanga	Parana-panema		Gramado	Gramado	Gramado ?	Gramado	Gramado	Gramado	Esmeralda	Esmeralda		Pitanga Urubici	Pitanga Urubici	Pitanga Urubibi	Esmeralda	Esmeralda		Kuidas (?)
	SiO ₂ (%)	49-60	48-55	49-52	>49	>47	48-53	54	54	52	54	53	54	55	54		51	51	51	52	51		51
	TiO ₂	0,7-2,0	1,1-2,3	1,5-2,3	>3,3	>2,8	1,7-3,2	1,55	1,41	1,34	1,42	1,34	1,38	1,77	1,74		3,62	3,72	3,92	2,05	1,39		0,93
	P ₂ O ₅	0,05-0,4	0,1-0,35	0,15-0,50	>0,45	>0,35	0,2-0,8	0,22	0,21	0,18	0,2	0,18	0,19	0,26	0,27		0,57	0,57	0,59	0,24	0,17		0,10
	Fe ₂ O _{3(t)}	09 a 16	12 a 17	12 a 16	<14,5	12,5-18	12,5-17	13,0	13	12,8	12,6	12,9	12,8	14,4	15,6		14,2	14,6	14,8	16	13,6		10,7
	Sr (µg/g)	140-400	<250	200-375	>550	>350	200-450	219	229	236	274	232	221	200	202		448	512	542	176	172		149
	Ba	100-700	90-400	200-600	>500	>200	200-650	347	356	239	309	241	234	260	366		607	600	789	268	143		94
	Zr	65-275	62-210	100-200	>250	>200	120-250	148	128	108	122	118	123	170	143		218	289	316	150	86		55
	Ti/Zr	<70	>60	>65	>57	>60	>65	63	66	75	70	68	67	62	73		99	77	74	82	97		101
	Ti/Y	<330	<330	>300	>500	>350	>350	319	297	384	298	365	374	312	321		681	530	470	211	295		397
	Zr/Y	3,5-6,5	02 a 05	3,5-7,0	>6,5	>5,5	4 a 7	5,1	4,5	5,1	4,3	5,4	5,6	5	4,4		6,9	6,9	6,3	2,6	3		3,9
	Sr/Y	<13	<9	5 a 17	>14	>8	4,5-15	7,6	8,1	11,2	9,6	10,5	10	5,9	6,2		14,1	12,2	10,8	3	6,1		10,6
	Ba/Y	<19	<12	6 a 19	>14	>9	5 a 19	12	13	11,4	11	11	10,6	7,6	11		19	14,3	15,8	4,6	5		6,7

Os basaltos do tipo Tafelberg e Khumib do Grupo Etendeka são correlacionados, respectivamente, aos basaltos do tipo Gramado e tipo Urubici da Formação Serra Geral (Erlank et al., 1984). As amostras analisadas estão distribuídas nos diagramas de Marsh et al. (2001) para as lavas e rochas intrusivas rasas da região de Etendeka (lavas - Figura 74; intrusões - Figura 75). Observa-se que as amostras do Platô de São Joaquim alinham-se ao tipo Gramado e também Esmeralda (principalmente as amostras SJ-107 e SJ-235). Nota-se que as amostras das rochas intrusivas rasas de São Joaquim não mostram correspondência com qualquer um dos campos definidos por Marsh et al. (2001) a partir do conjunto de dados compilados do Grupo Etendeka.

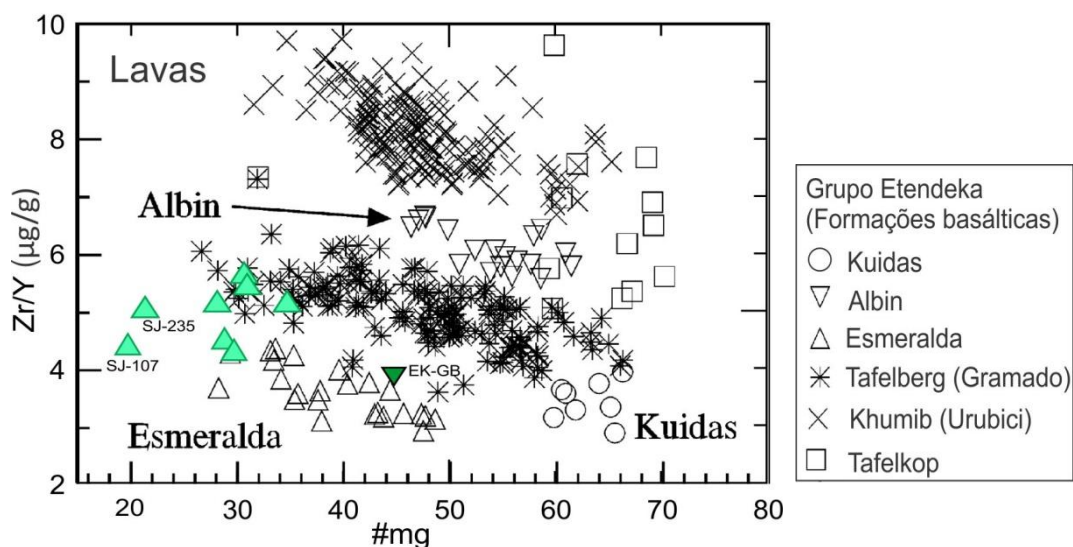


Figura 74: Diagrama de variação composicional dos tipos de lavas máficas de Etendeka de Marsh et al. (2001). As amostras analisadas de rochas extrusivas estão representadas pelos triângulos verdes (Amostra coletada em Etendeka – triângulo verde invertido).

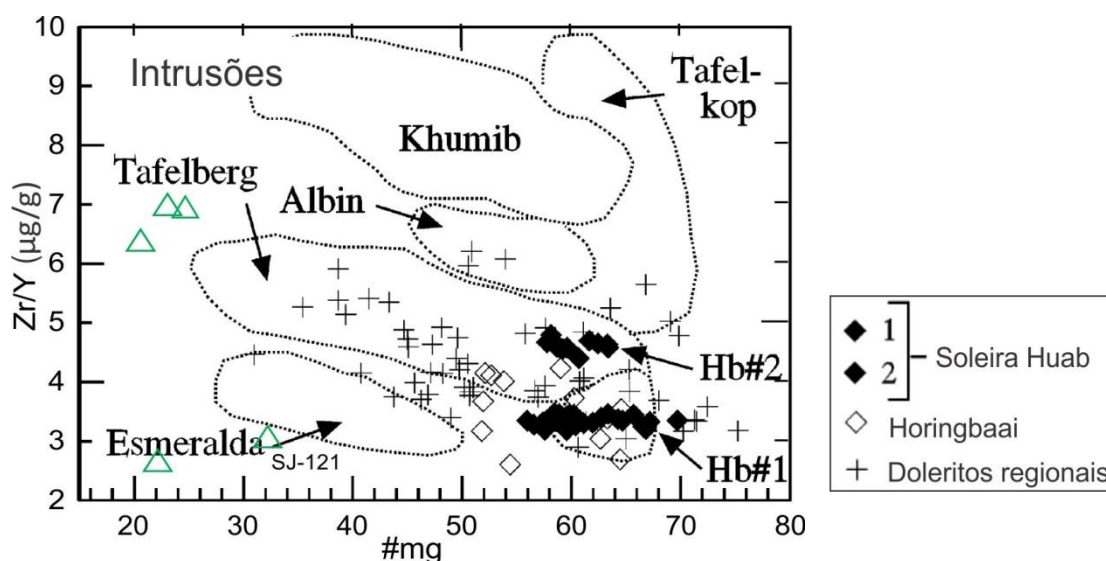


Figura 75: Diagrama de variação composicional dos tipos de magmas máficos de Etendeka de Marsh et al. (2001). As amostras analisadas de rochas intrusivas rasas estão representadas pelos triângulos vazados.

8.3 EPISÓDIO VULCÂNICO ÁCIDO

8.3.1 Classificação

As rochas ácidas estudadas têm o teor de TiO_2 variando entre 0,86 e 1,08 %. Portanto, são classificadas como de baixo- TiO_2 , do Tipo Palmas, conforme os valores definidos por Nardy et al. (2008). O diagrama TAS adaptado por Nardy et al. (2008) para diferenciar quimicamente as rochas ácidas do Tipo Palmas das do Tipo Chapecó é mostrado na Figura 76. As rochas do Tipo Chapecó são mais enriquecidas em soda e potassa e tem valores de sílica mais baixos (63 a 67%) do que as rochas do Tipo Palmas.

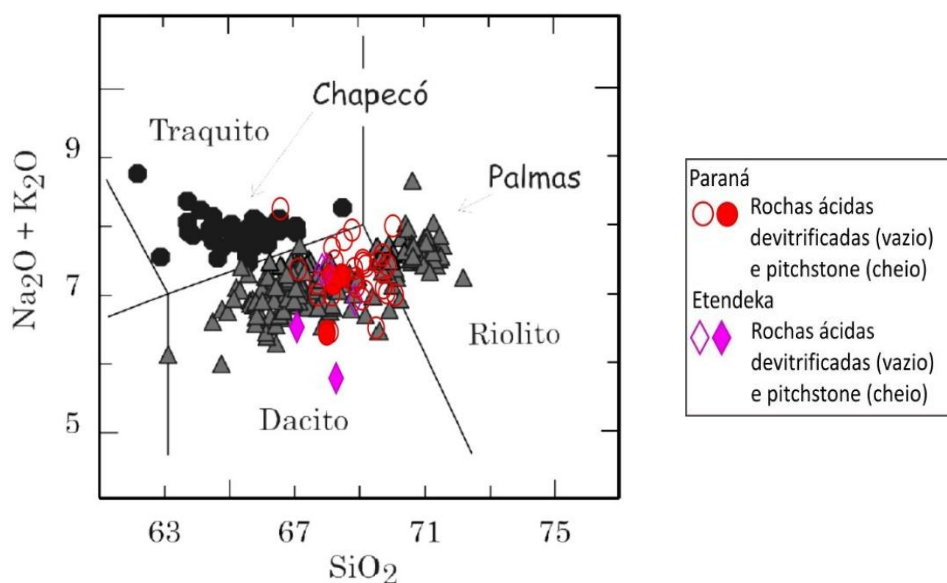


Figura 76: Diagrama TAS adaptado por Nardy et al. (2008) para diferenciar as rochas ácidas do tipo Palmas das do tipo Chapecó.

De acordo com o diagrama de variação de Garland et al. (1995), que relaciona as razões Rb/Zr e Nb/Y para rochas ácidas da PMP, as amostras analisadas também têm afinidade com as do Grupo Palmas, conforme a denominação dos autores (Figura 77).

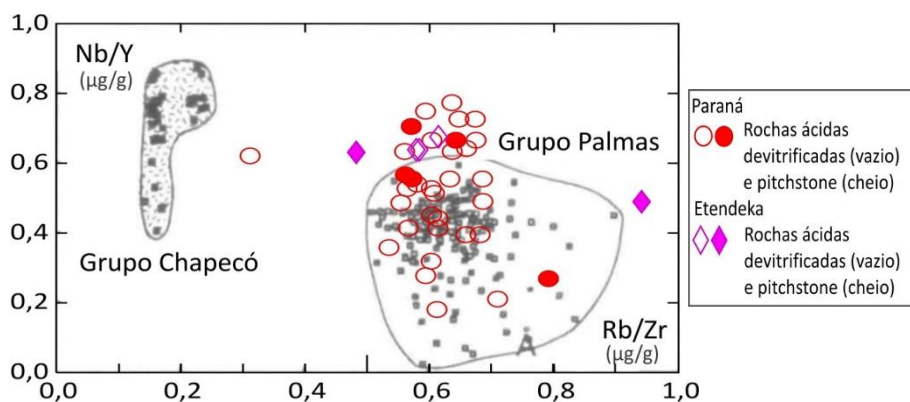


Figura 77: Diagrama de variação das razões Rb/Zr e Nb/Y , de Garland et al. (1995), para as rochas da PMP com separação em dois grupos (Garland et al., 1995). Símbolos: conforme legenda.

As rochas do Platô de São Joaquim assemelham-se às do subgrupo Caxias do Sul, de Garland et al. (1995) (Figura 78). A amostra SJ-36 tem afinidade com as rochas do subgrupo Anita Garibaldi. Nota-se que as amostras coletadas nas unidades Springbok e Goboboseb em Etendeka estão fora dos grupos principais de Garland et al. (1995).

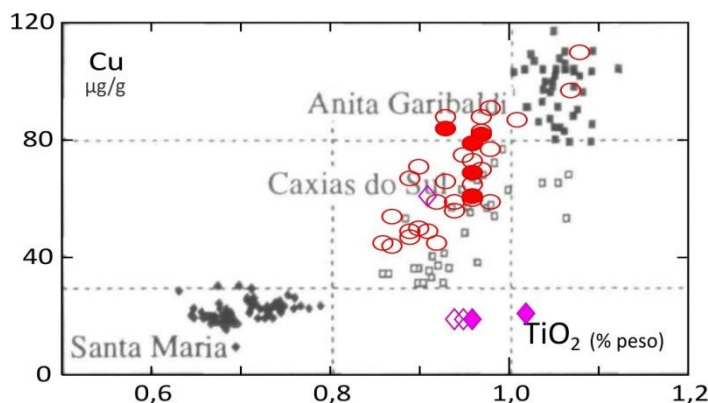


Figura 78: Discriminação dos três subgrupos ou subtipos de rochas ácidas da PMP, segundo Garland et al. (1995). Símbolos: conforme Figura 77.

Os dois diagramas de variação a seguir, $\text{TiO}_2 \times \text{P}_2\text{O}_5$ e $\text{Zr} \times \text{Rb}$ apresentam a distribuição das amostras estudadas de acordo com os grupos propostos por Nardy et al. (2008). Observa-se identificação preferencial das amostras com as rochas do subtipo Caxias do Sul e subordinada com os subtipos Jacuí e Anita Garibaldi (Figura 79).

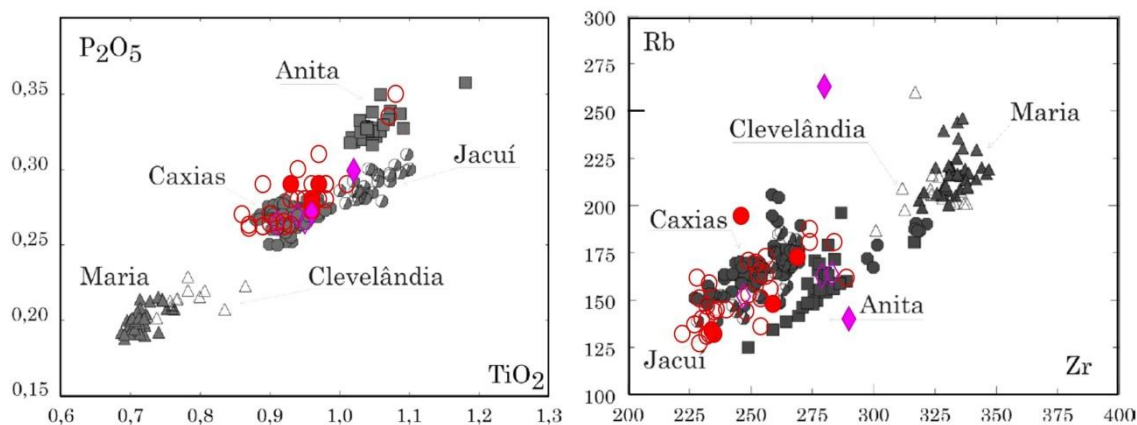


Figura 79: Diagramas discriminantes dos diferentes grupos das rochas do Tipo Palmas (Nardy et al., 2008). Símbolos: conforme Figura 77. Símbolos de Nardy et al. (2008): quadrado (subtipo Anita Garibaldi), triângulo preenchido (subtipo Santa Maria), triângulo vazio (subtipo Clevelândia), círculo preenchido (subtipo Caxias do Sul) e círculo semi-preenchido (subtipo Jacuí).

Os quatro diagramas de variação a seguir têm SiO_2 como índice fracionante e TiO_2 , P_2O_5 , Cu e Zr no eixo das ordenadas. Observa-se afinidade predominante das rochas estudadas com o subtipo Caxias do Sul (Figura 80). Nestes diagramas as amostras de Etendeka mantêm afinidade com os limites do subtipo Caxias do Sul, exceto com relação aos teores de cobre, que são bem mais baixos para as amostras de Springbok e Goboboseb (unidades inferiores a Wereldsend e Grootberg na estratigrafia).

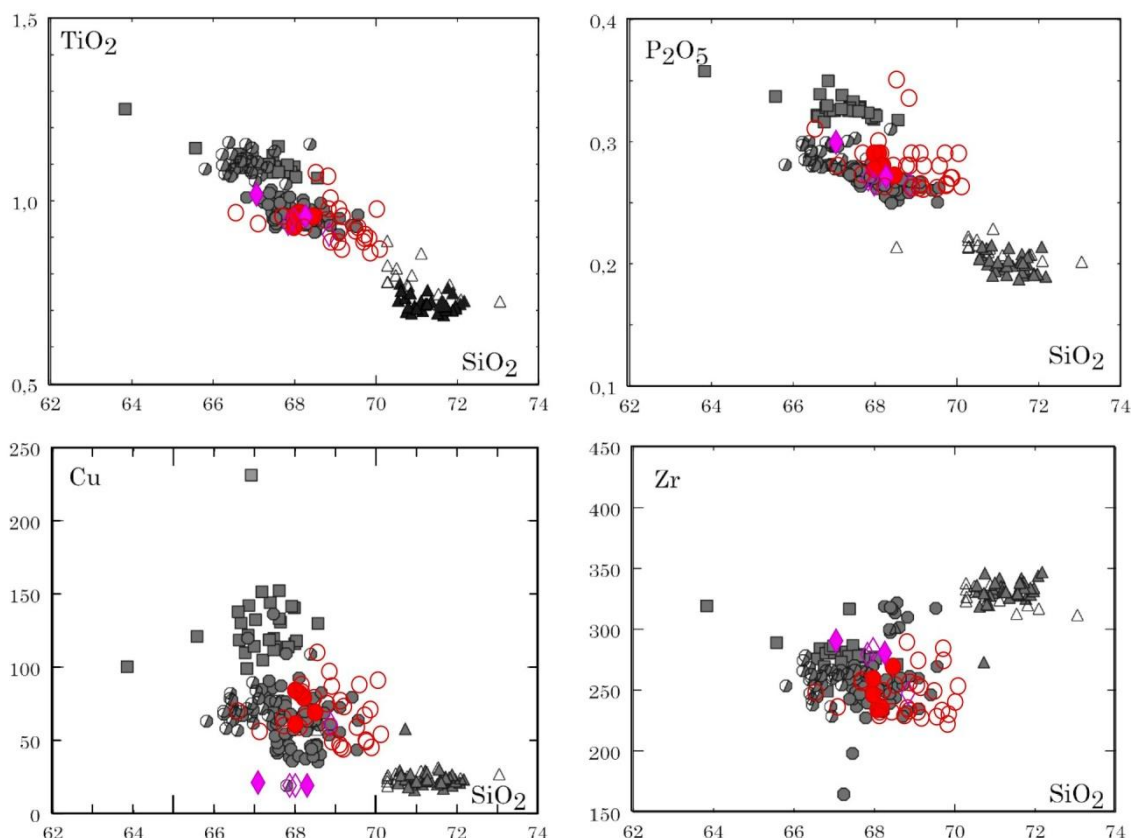


Figura 80: Diagramas discriminantes dos diferentes grupos das rochas do Tipo Palmas (Nardy et al., 2008). Símbolos: conforme Figura 77.

O intervalo da composição química das rochas analisadas é restrito. Os teores de sílica, por exemplo, variam entre 66,58 % e 70,05 % e a maioria das amostras fornece um valor em torno de 68-69%. Essa característica é inerente de muitos campos vulcânicos ácidos. Por exemplo, as lavas riolíticas estudadas por Bonnicksen (1982) têm um intervalo do teor de sílica entre 68,16 % e 72,47 %. Nesses casos, diagramas de variação do tipo Harker não são úteis para ressaltar tendências de cristalização ou fracionamento do magma.

8.3.2 Comparação com o Grupo Etendeka

As análises químicas das rochas ácidas do Platô de São Joaquim foram projetadas no diagrama de variação binário TiO_2 X Cu de Marsh et al. (2001) para as rochas do Grupo Etendeka e do Tipo Palmas correspondentes (Figura 81). A distribuição das amostras ocorre principalmente sobre o campo da Formação Grootberg e Wereldsend. As amostras relacionadas ao subtipo Anita Garibaldi foram projetadas próximas ao campo referente à Formação Beacon. As amostras coletadas das formações Goboboseb e Springbok, de fato pertencem a essas unidades, como pode ser observado no diagrama.

Observa-se a comparação dos dados litoquímicos das amostras coletadas no Platô de São Joaquim e em Etendeka com os dados litoquímicos estabelecidos na literatura para

algumas das unidades geológicas ácidas do Grupo Etendeka (Tabela 19). Nota-se correlação das amostras do Platô de São Joaquim principalmente com a Formação Grootberg e também com a Formação Wereldsend (Tabela 19).

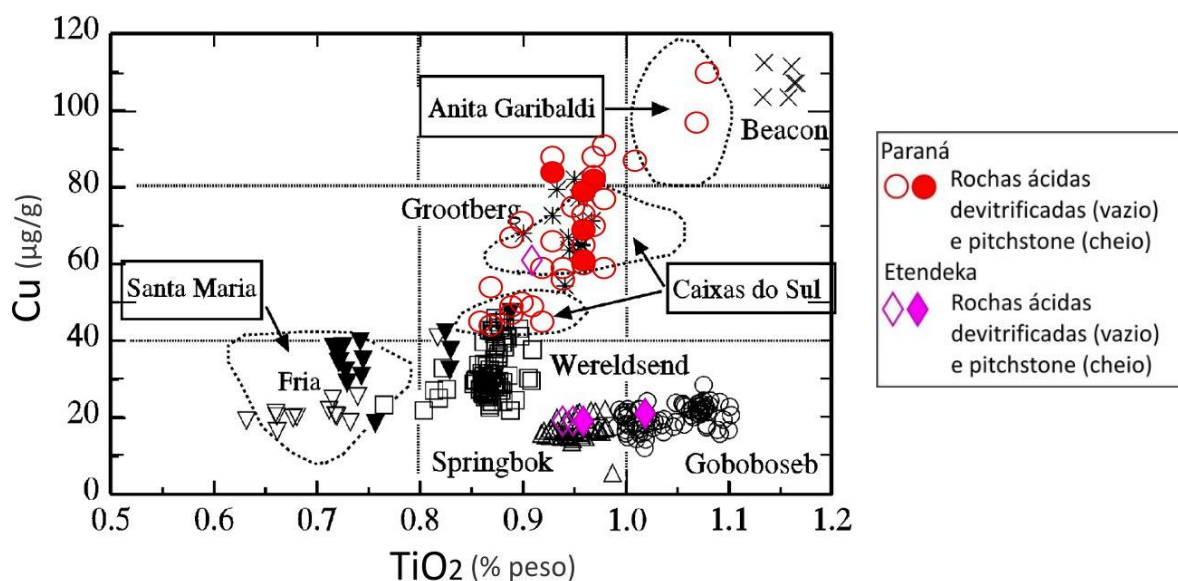


Figura 81: Diagrama de Marsh et al. (2001) para as rochas ácidas do Grupo Etendeka, com a marcação dos campos para as rochas ácidas da Província Magmática do Paraná. As análises das rochas do platô de São Joaquim e de Etendeka estão distribuídas para comparação.

Tabela 19: Correlação entre os dados litoquímicos das amostras coletadas nas áreas de estudo e unidades geológicas do Grupo Etendeka.

Amostra	Subtipo	Litotipo	SiO ₂ (%)	TiO ₂	P ₂ O ₅	FeO*	Nb (µg/g)	Zr	Y	Sr	Rb	Cu	Ba
Awahab	Goboboseb	Quartzo latito	67,1-67,9	1,01 - 1,07	0,30 - 0,32	6,91	22 - 24	299-313	50	114-180	141-185	17-23	647-789
Awahab	Springbok	Quartzo latito	67,7-68,8	0,93 - 0,97	0,28 - 0,30	6,3	22 - 24	273 - 287	45	127-181	161-207	14-20	638-750
Etaka	Wêreldsend e Bersig	Quartzo latito	68,4-69,7	0,85-0,89	0,27-0,31	5,39	23-25	264-278	42	111-179	156-218	25-39	598-686
Etaka	Grootberg	Quartzo latito	67,3-69,2	0,93-0,97	0,28-0,30	5,79	21-25	253-265	42	118-148	163-175	62-78	557-675
Etaka	Beacon	Quartzo latito	66,1-67,2	1,13-1,25	0,36-0,40	7,16	23-25	294-307	54	123-139	139-161	93-131	546-628
Etaka	Hoanib	Quartzo latito	66,4	1,03	0,29	6,67	24	263	44	139	184	47	607
Etaka	Terrace	Quartzo latito	68,2	0,97	0,27	6,17	24	288	51	154	187	46	0
Skeleton	Fria	Quartzo latito	70,6	0,66 - 0,82	0,21 - 0,25	5,1	28	319	56	89-137	207	8 a 62	625-719
SJ-05	Wêreldsend e Bersig	dacito	69,89	0,86	0,270	4,44	18	230	35	148	140	45	624
SJ-10	Springbok/ Terrace	dacito	69,21	0,96	0,280	4,49	19	227	36	149	137	73	603
SJ-12	?	dacito	69,72	0,89	0,290	4,38	17	233	43	131	159	67	650
SJ-15-B	Grootberg	dacito	67,73	0,96	0,290	5,65	22	258	33	129	156	60	583
SJ-17	Grootberg	dacito	68,47	0,96	0,280	4,92	19	232	36	147	131	79	534

SJ-22	Grootberg	<i>pitchstone</i>	68,50	0,96	0,272	5,76	24	269	36	120	173	69	637
SJ-30	Grootberg	dacito	66,58	0,97	0,310	5,05	20	248	37	149	144	70	698
SJ-32	Grootberg	dacito	68,11	0,94	0,300	5,31	23	244	37	191	76	59	528
SJ-36	?	dacito	68,55	1,08	0,350	4,64	19	254	53	140	136	110	646
SJ-40	?	dacito	69,53	0,92	0,262	5,40	29	249	70	121	153	59	633
SJ-44	Grootberg	dacito	68,26	0,93	0,263	5,54	27	249	55	95	171	66	862
SJ-48	?	dacito	69,59	0,93	0,280	4,71	12	228	57	128	162	88	742
SJ-52	?	dacito	70,12	0,87	0,263	5,08	24	253	33	100	164	54	620
SJ-54	Grootberg	<i>pitchstone</i>	68,12	0,97	0,290	4,69	20	234	36	166	134	82	544
SJ-55A	Grootberg	<i>pitchstone</i>	68,22	0,96	0,280	4,68	21	235	37	168	132	79	573
SJ-58	Wêreldsend e Bersig	dacito	69,19	0,87	0,261	5,11	24	252	33	122	170	44	609
SJ-65	?	dacito	69,13	0,92	0,265	5,27	27	274	42	100	181	45	712
SJ-82	?	dacito	69,76	0,91	0,265	5,21	25	274	45	90	188	49	819
SJ-83	?	dacito	69,75	0,90	0,264	4,95	26	284	41	114	181	50	827
SJ-88B	?	dacito	69,86	0,90	0,270	4,51	15	222	54	136	132	71	662
SJ-104	Grootberg	dacito	67,13	0,94	0,280	5,33	19	236	43	139	145	56	644
SJ-105A	?	dacito	70,05	0,98	0,290	3,89	19	240	42	123	145	91	574
SJ-105D	Grootberg	<i>pitchstone</i>	68,01	0,93	0,290	4,63	14	246	52	184	195	84	650
SJ-108	Grootberg	dacito	68,86	0,98	0,280	5,26	13	235	72	118	144	59	637

SJ-118	Grootberg	dacito	68,79	0,95	0,280	4,58	17	229	43	130	151	75	836
SJ-119	?	dacito	68,91	1,01	0,290	4,93	17	233	41	147	132	87	618
SJ-120	Grootberg	dacito	69,12	0,98	0,290	5,10	15	232	47	137	140	77	644
SJ-123	Grootberg	dacito	68,17	0,97	0,290	4,97	20	232	36	119	147	83	560
SJ-125	Grootberg	dacito	68,16	0,97	0,280	5,03	18	229	37	151	127	88	652
SJ-228-A	Grootberg	<i>pitchstone</i>	68,01	0,96	0,277	5,62	24	259	34	143	148	61	579
SJ-240	?	dacito	68,85	1,07	0,335	5,11	26	289	41	116	162	97	633
SJ-241	Wêreldsend e Bersig	dacito	68,92	0,89	0,262	5,16	24	256	31	118	163	49	568
SJ-244	Wêreldsend e Bersig	dacito	69,10	0,89	0,262	5,17	24	254	32	124	151	47	548
SJ-254	Grootberg	dacito	67,72	0,96	0,273	5,62	24	256	36	122	173	65	966
EK-GG-3	Grootberg	dacito	68,88	0,91	0,264	5,36	23	247	34	131	152	61	806
EK-SB-1	Springbok	dacito	68,01	0,95	0,265	5,66	23	283	36	129	164	19	675
EK-SB-2	Springbok	<i>pitchstone</i>	68,30	0,96	0,271	5,95	24	280	49	172	264	19	640
EK-AW-2	Goboboseb	<i>pitchstone</i>	67,09	1,02	0,299	6,59	24	290	38	150	140	21	666
EK-AW-4	Springbok	dacito	67,87	0,94	0,269	5,89	23	279	36	125	163	19	665

8.4 DIAGRAMAS MULTIELEMENTARES E DISCRIMINANTES

Nos diagramas multielementares normalizados para o manto primordial de Wood et al. (1989) percebe-se enriquecimento dos elementos do tipo LILE (*large ion lithophile elements*), como Ba, Rb e K, em relação aos elementos do tipo HFSE (*high field strength elements*), como Nb, Zr, Ti e P. Observam-se anomalias negativas de Nb, Sr e Ti principalmente nas rochas ácidas e intermediárias. As rochas básicas intrusivas rasas, correspondentes ao magmatismo tipo Pitanga (alto-TiO₂) não exibem anomalia de Ti (Figura 82).

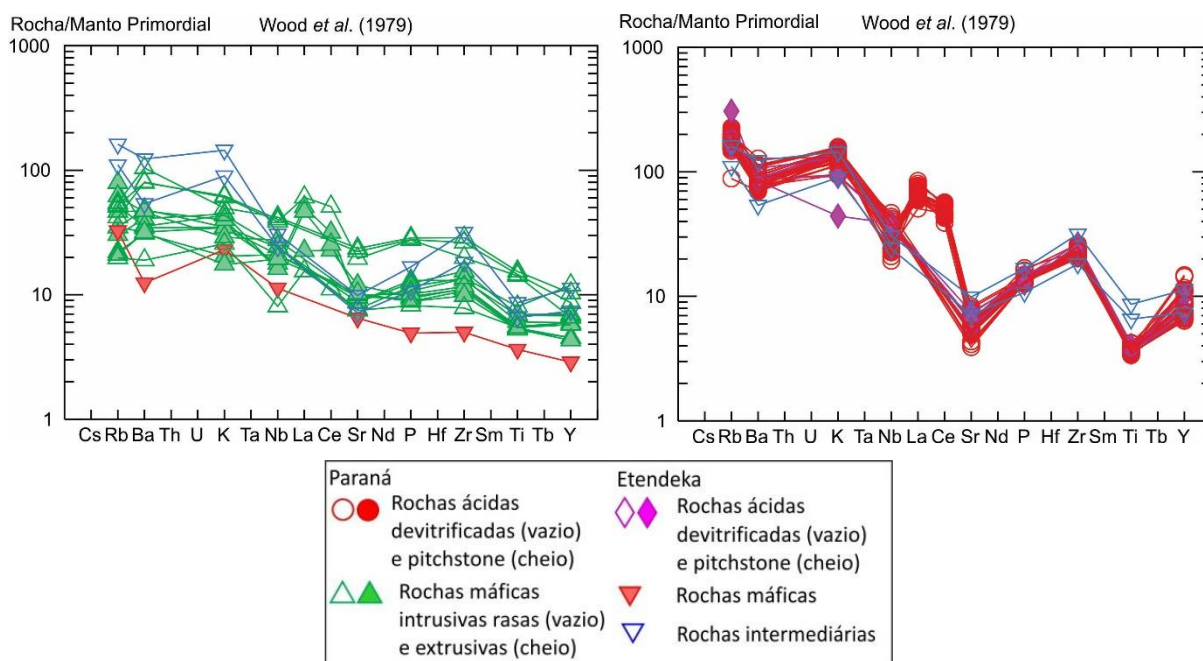


Figura 82: Diagramas multielementares normalizados para o manto primordial de Wood et al. (1979) para as rochas estudadas; básicas e intermediárias + andesitos de Etendeka (esquerda) e ácidas + andesitos de Etendeka (direita).

Observa-se que as assinaturas das rochas ácidas coletadas em São Joaquim e na Namíbia são bastante coincidentes nos diagramas multielementares de Sun & McDonough (1989; Figura 83). Ao passo que as rochas básicas e intermediárias têm mais afinidade com EMORB, a assinatura das rochas ácidas tem mais afinidade com a crosta continental superior (Figura 84 e Figura 85).

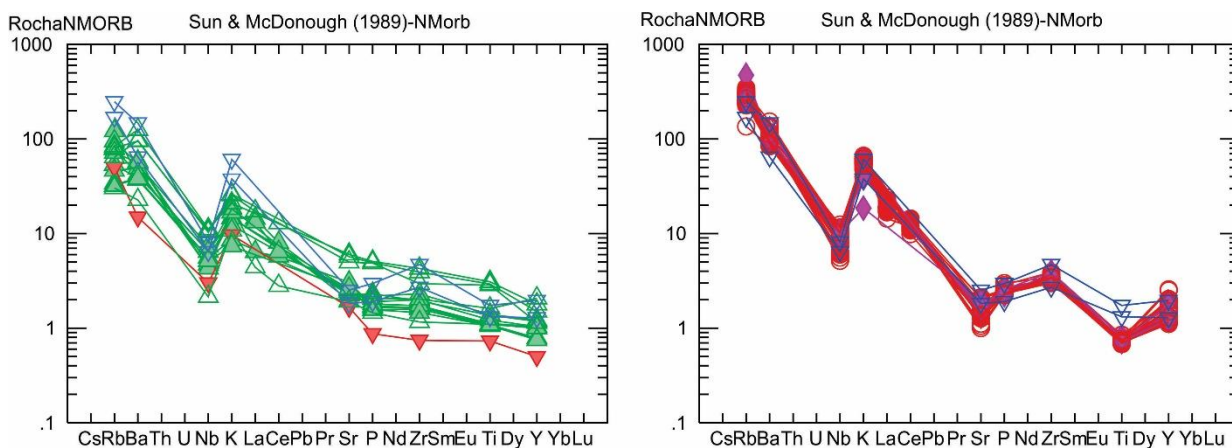


Figura 83: Diagramas multielementares normalizados para a NMORB de Sun & McDonough (1989) para as rochas estudadas; básicas e intermediárias + andesitos (esquerda) e ácidas + andesitos (direita).

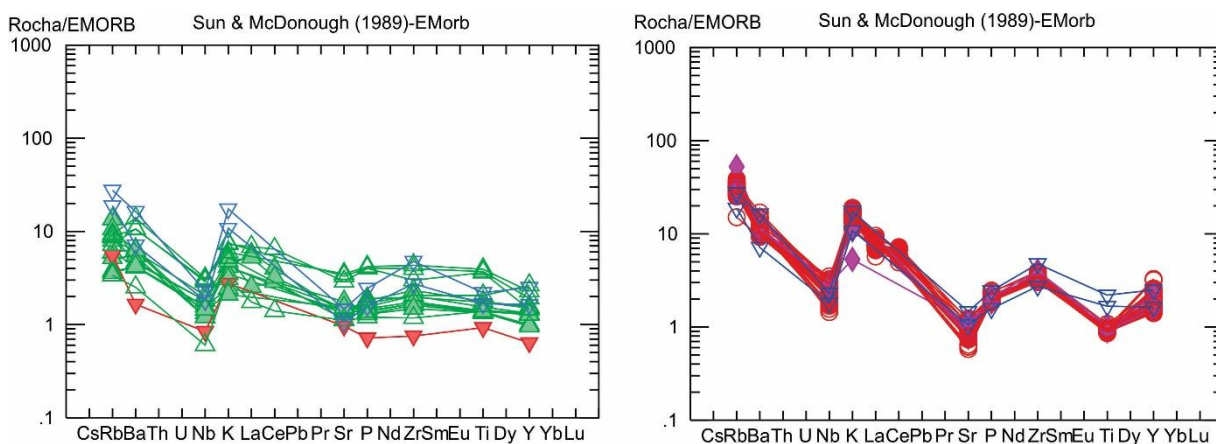


Figura 84: Diagramas multielementares normalizados para EMORB de Sun & McDonough (1989) para as rochas estudadas; básicas e intermediárias (esquerda) e ácidas + andesitos (direita).

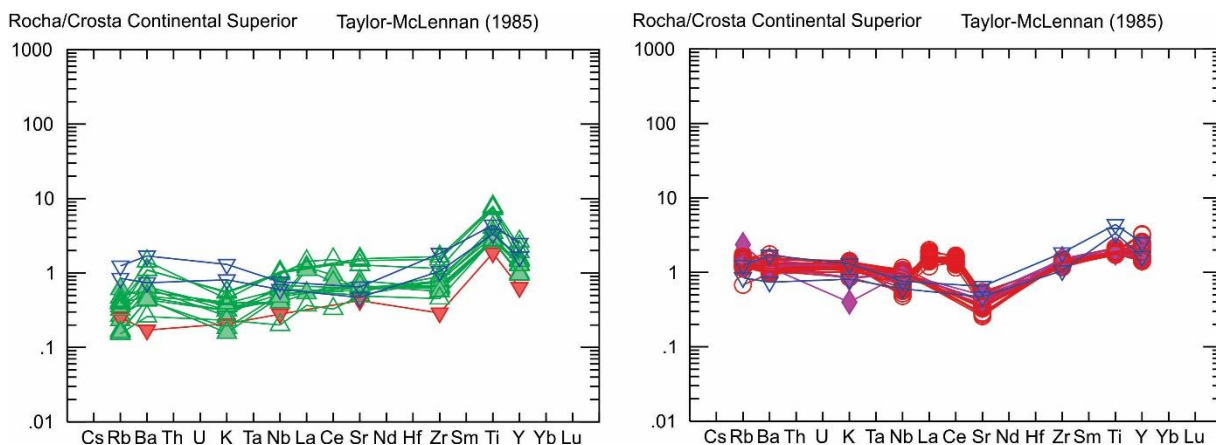


Figura 85: Diagramas multielementares normalizados para a crosta continental superior de Taylor-McLennan (1985) para as rochas estudadas; básicas e intermediárias (esquerda) e ácidas + andesitos (direita).

9.0 DISCUSSÕES

9.1 MORFOLOGIA DOS FLUXOS VULCÂNICOS

As litofácies, isoladamente ou então agrupadas, fornecem indícios importantes sobre a arquitetura das unidades vulcânicas. A partir das litofácies é possível tecer interpretações sobre as características originais dos fluxos vulcânicos (Tabela 20).

Tabela 20: Litofácies, descrição e interpretação. A numeração dos episódios vulcânicos segue a estratigrafia de Waichel et al. (2012) para a região da Calha de Torres.

Litofáceis	Descrição/associação de fácies	Interpretação (arquitetura e geometria)
BIE	Episódio Básico Intrusivo Raso	Intrusões rasas (diques e soleiras) Composição litoquímica: basáltica
hJB	Basalto maciço afanítico a fanerítico fino com disjunções horizontais.	Dique
vjE	Microgabro maciço fanerítico fino a médio com disjunções verticais.	Soleira
AVE	Episódio Vulcânico Ácido	Fluxos vulcânicos ácidos tabulares lobados Composição litoquímica: dacítica
aaP	<i>Pitchstone</i> amigdaloidal intemperizado (70-90% de amígdalas), localmente brechado.	Carapaça de espuma vulcânica (<i>foam</i>) (zona pumícea) alterada preenchida por argilominerais. Localmente autobrechação. Margem dos fluxos (principalmente zonas superiores e marginais).
aP	<i>Pitchstone</i> intemperizado com amígdalas oblatas	Base dos fluxos (posição interior do fluxo quando observado em planta).
bP	<i>Pitchstone</i> com bandamento e dobras	Selante do fluxo (camada/lente de obsidiana envelopando o núcleo).
mP	<i>Pitchstone</i> maciço	Selante do fluxo (camada/lente de obsidiana envelopando o núcleo).
vjP	<i>Pitchstone</i> com disjunções verticais	Fonte alimentadora dos fluxos (?)
gD	Dacito hialino ou litoidal com amígdalas e geodos	Zona superior do fluxo.
aD	Dacito litoidal com amígdalas esparsas.	Topo da zona central (núcleo) do fluxo.
mD	Dacito litoidal maciço com textura sal e pimenta	Núcleo do fluxo.
bD	Dacito com bandamento de fluxo	Zona basal do fluxo.
bdD	Dacito com bandamento dobrado	Zona basal do fluxo quando próxima a anteparos no paleorrelevo.
pjD	Dacito com disjunções em lajes estreitas	Zona basal (quando horizontais) e frontal (quando inclinadas)
vjD	Dacito com disjunções verticais	Fonte alimentadora dos fluxos (?)
BVE	Episódio Vulcânico Básico Inferior	Fluxos <i>rubbly pahoehoe</i>, <i>pahoehoe</i> inflado, <i>pahoehoe</i> multi-lobado; Composição litoquímica: andesito basáltica.
aaBr	Brecha basáltica amigdaloidal	Margens autobrechadas dos derrames (principalmente zona superior e frontal).

aaB	Basalto muito amigdaloidal (>80% da rocha)	Zona superior do derrame.
cB	Basalto com disjunções colunares	Núcleo do derrame.
mB	Basalto maciço	Núcleo do derrame.
aB	Basalto com amígdalas (<80 % da rocha)	Zona basal do derrame ou central
fB	Basalto com fluxo magmático	Zona basal do derrame.
gB	Basalto com geodos métricos	Zona superior do derrame.

9.1.1 Morfologia e distribuição das unidades vulcânicas básico-intermediárias

A combinação das fácies andesito basálticas permite a reconstrução de três tipos de derrames: (1) *rubbly pahoehoe*, (2) *pahoehoe* simples e (3) *pahoehoe* composto. Estas morfologias de lavas são identificadas no Deccan Traps (Duraishwami et al., 2014; Tabela 21) e no flanco sul e no vale principal da Calha de Torres (Barreto et al., 2014; Rosseti et al., 2014; Waichel et al., 2012; Frozza, 2015).

O tipo (1) *rubbly pahoehoe* é caracterizado por topos escoriáceos. As brechas descritas representam autobrechas, geradas no deslocamento do fluxo e moagem da crosta solidificada, semelhante ao avanço de uma lava *a'a* havaiana. No Parque Snow Valley ($\cong 10$ km a NE da cidade de São Joaquim) são reconhecidos neste trabalho oito derrames do tipo *rubbly pahoehoe* com espessura média de 20 a 30 m, em um perfil com desnível de 180 m. O topo da zona central de cada derrame é identificado pelo escalonamento do relevo, resultante da erosão diferencial. O avanço do intemperismo processa-se mais rapidamente nas zonas amigdaloides e brechadas e de contato entre os derrames, enquanto a zona central dos derrames sustenta os patamares do típico relevo em degraus da região. O tipo (2) *pahoehoe* simples é tabular, apresenta zonas amigdaloides basais e de topo e núcleos com disjunções colunares nem sempre presentes. A espessura dos derrames varia entre 10 e 20 m. Localmente observam-se derrames (3) *pahoehoe* compostos, com lobos pequenos ou línguas de lava de espessura métrica.

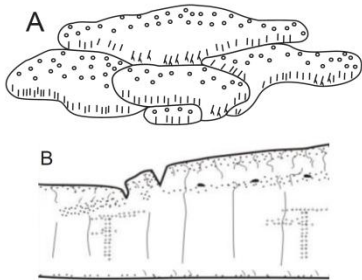
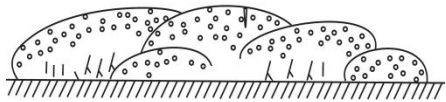
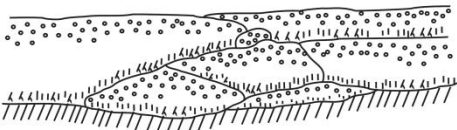
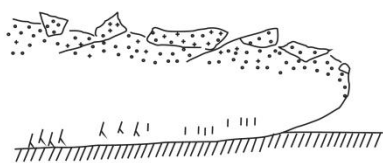
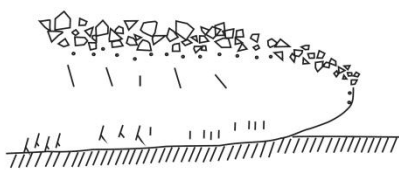
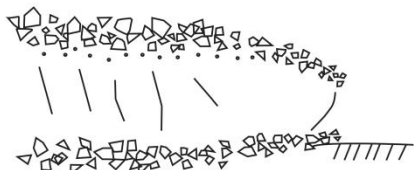
Os derrames dos tipos 1, 2 e 3 podem ser partes diferentes do mesmo fluxo. Nas lavas havaianas são comuns derrames com características *pahoehoe* nas proximidades do conduto que adquirem aspecto *a'a* em porções distais (Peterson & Tiling, 1980), também observado por Waichel et al. (2006) na Província Magmática do Paraná.

Quanto à extensão e razão de aspecto dos derrames de andesitos basálticos tem-se o exemplo de um derrame sotoposto à sequência ácida, que se estende desde a cidade de

São Joaquim (1.421 m) até colina de Hasenberg (1.525 m) por 8,4 km. A espessura deste derrame é de 35 m. Portanto, pode-se estimar uma razão de aspecto mínima de 1:240.

O episódio vulcânico básico inferior descrito na área pode ser correlacionado com o episódio vulcânico máfico III (BVE-III) de Waichel et al. (2012), formado principalmente por derrames *rubbly pahoehoe* (Rosseti et al., 2014; Barreto et al., 2014) e posicionado na estratigrafia logo abaixo do episódio vulcânico ácido II (AVE-II), formado por derrames de rochas ácidas ATP de geometria tabular (Waichel et al., 2012).

Tabela 21: Tipos de morfologias de lavas básicas identificadas no Deccan Traps; traduzido e adaptado de Duraiswami et al. (2014) por Frozza (2015).

Tipo	Desenho Esquemático	Definição
<i>Pahoehoe</i>		Termo havaiano que significa "em forma de corda". Possuem superfícies lisas, onduladas ou em corda. Podem ter muitas unidades - (<i>pahoehoe</i> composto (A), ou uma única unidade - <i>pahoehoe</i> simples (B).
<i>Hummoky pahoehoe</i>		Compreende lavas com pequenos lobos, superfície suave tipo <i>hummocky</i> . Forma fluxos compostos devido à baixa taxa de efusão e paleotopografia ondulada.
<i>Sheet pahoehoe</i>		Variedade de <i>pahoehoe</i> que consiste em grandes lobos tabulares e camadas grossas. As unidades são empilhadas uma por cima da outra, formando uma superfície plana e geometria tabular.
<i>Slaby pahoehoe</i>		Contém uma série de placas espaçadas, com alguns metros de diâmetro e centímetros de espessura, que são quebradas e inclinadas pelo movimento da lava. Derrame gradacional entre <i>pahoehoe</i> e 'a'ā, com características predominantes de <i>pahoehoe</i> , mas com a crosta "quebrada".
<i>Rubbly pahoehoe</i>		Fluxos de lava com base preservada e topo escoriáceo (brechado). Derrame transicional entre <i>pahoehoe</i> e 'a'ā, colocadas com uma taxa de erupção maior que a <i>pahoehoe</i> .
'a'ā		Topo e a base escoriáceos, um núcleo maciço com vesículas alongadas. São mais viscosos que o <i>pahoehoe</i> e por isso avançam mais devagar em uma mesma superfície.

As rochas básicas intrusivas rasas de alto TiO_2 que estão encaixadas no Platô de São Joaquim são agrupadas no Episódio Básico Intrusivo Raso (episódio IV seguindo a estratigrafia de Waichel et al. (2012) para a área da Calha de Torres).

9.1.2 Morfologia e distribuição das unidades ácidas

9.1.2.1 ARQUITETURA E GEOMETRIA

É possível distinguir uma sequência de combinações das litofácies dacíticas reconhecidas em campo sobreposta aos derrames de basaltos. Estas combinações são agrupadas em unidades vulcânicas ácidas (UVA). Os aspectos gerais e interpretações a cerca dessas unidades são mostrados a seguir.

Geralmente o topo e a frente das unidades ácidas são formados por rochas muito intemperizadas que geram saprólitos friáveis de espessura métrica. Esses níveis são de cor amarela ou alaranjada. O intemperismo destas zonas é mais intenso porque a rocha é muito porosa e relativamente permeável. Assume-se que esse material resulta do intemperismo sobre rochas com alto conteúdo de vidro vesiculado. Tanto Nardy et al. (2008) como Milner, Duncan & Ewart (1992) identificam esse material como *pitchstones* alterados e intemperizados (Figura 86).

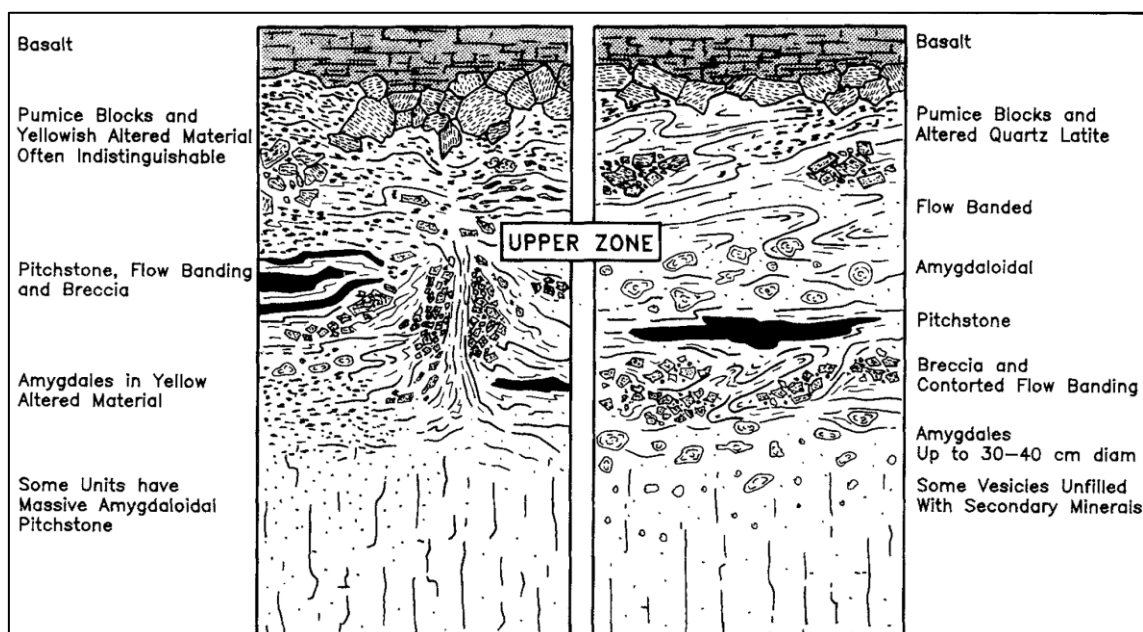


Figura 86: Topo das unidades ácidas de Etendeka (quartzo latitos), de acordo com Milner, Duncan & Ewart (1992). Observa-se semelhança com as estruturas registradas nos dacitos do platô de São Joaquim.

A litofácies aaP (*pitchstone* muito amigdaloidal) é interpretada como o topo ou a frente de lavas ácidas, a espuma ou *foam* vulcânica. Originalmente o que atualmente são

cavidades preenchidas por argilominerais, foram vesículas em púmice ou escória. Embora escória seja um termo usado para descrever rochas básicas altamente porosas e que não flutuam em água, opta-se aqui pelo uso deste termo ao invés de púmice. Isso procede porque como estas lavas não eram tão viscosas como as lavas riolíticas mais conhecidas, dificilmente se formariam púmices, pois a viscosidade um pouco mais baixa já permitiria o agrupamento de bolhas em cavidades maiores e o próprio escape de muitas delas, gerando um material mais escoriáceo do que pumíceo propriamente dito. Atualmente, as amígdalas podem ocupar até 90% da litofácies aaP, são geralmente ameboides e ovaladas, com orientação preferencial paralela ao contato com outras litofácies. Na maioria das vezes, são completamente preenchidas por argilominerais de cor bege claro. Lentes centimétricas a decimétricas de *pitchstone* não intemperizado são descritas em alguns locais no interior da fácies aaP.

Além da abundância de amígdalas nesta espuma vulcânica, são observados localmente fragmentos vulcânicos de formas irregulares, que podem desviar a estrutura de fluxo observada pela orientação preferencial das amígdalas. Esses fragmentos, menos ou mais vesiculados, são interpretados aqui como resultantes da autobrechação da lava. Esses níveis autobrechados representam os *aprons* dos derrames ácidos, um conjunto de clastos gerados a partir da fragmentação da parte externa da lava cristalizada empilhados nas bordas do fluxo vulcânico em movimento (também observado por Henry et al. (1990) no Riolo Bracks).

A litofácies aaP é encontrada em contato com as seguintes litofáceis: sobrejazendo aD (dacitos com amígdalas) e gD (dacitos com geodos) e em contato lateral com mP (*pitchstone* maciço) e bP (*pitchstone* bandado), fácies que fariam parte do mesmo fluxo vulcânico da litofácies aaP em observação; e subjazendo aP (*pitchstone* com amígdalas oblatas), que representaria o próximo fluxo vulcânico acima.

Também bastante intemperizada, adquirindo cores vermelhas e marrom avermelhadas, a litofácies aP (*pitchstone* com amígdalas oblatas) é encontrada em contato superior com litofácies aaP (conforme descrito acima) e perfaz uma camada de espessura decimétrica até de alguns metros subjazendo os dacitos com disjunções em lajes (pjD). Lateralmente esta litofácies pode gradar para *pitchstones* maciços e bandados (mP e bB). Este nível contém amígdalas ovais oblatas que algumas vezes adquirem aspecto de fitas centimétricas. Algumas delas são preenchidas por drusas microcristalinas de quartzo, outras

por argilominerais e algumas são ocas. A litofácies aP é interpretada como a camada de vidro vulcânico basal formada pelo resfriamento rápido da lava sobre a superfície do terreno. Ela teria funcionado como um “tapete” para o escoamento do restante da lava. A presença de vesículas e amígdalas de forma oblata se deve ao peso da lava sobre essa camada, que teria achatado as cavidades. Este “tapete” teria sua distribuição principal no interior dos fluxos ácidos, quando vistos em planta; e não ocorreria em suas margens, onde as brechas autoclásticas deveriam predominar.

As camadas formadas atualmente por *pitchstone* maciço ou bandado (mP e bP), com espessura entre 0,5 e 10 m, são interpretadas como camadas hialinas selantes dos fluxos vulcânicos. Ocorrem nas zonas basais, marginais e de topo de derrames espessos e também como envelopes de dedos ou línguas de lavas. Quando maciço, o *pitchstone* parece não se intemperizar com facilidade e, por isso, forma expressões positivas no relevo, evidenciando posições de margens, topos ou bases das unidades vulcânicas. Tanto Nardy et al. (2008) como Milner, Duncan & Ewart (1992) identificam essas lentes ou camadas de *pitchstone* (Figura 87).

A litofácies de dacitos hipohialinos a hipocristalinos com disjunções em lajes plano-paralelas estreitas (pjD) é observada tanto no interior (em planta) como nas margens das unidades e podem ocupar entre 2 e 20 m da espessura total da unidade, perfazendo sua porção basal. No interior essas estruturas são horizontais ou sub-horizontais e estendem-se por quilômetros de forma bastante homogênea. Quando os planos das disjunções envergam-se para o topo, assume-se a proximidade das margens dos fluxos vulcânicos (conforme observado por Manley (1996) no Riolito Badlans). As disjunções em lajes são interpretadas como planos de fraqueza da rocha coincidentes com as isotermas de resfriamento do fluxo vulcânico. É possível que houvesse algum movimento da lava quando o processo de solidificação teve início. Durante a colocação do fluxo, a porção central (núcleo) teria uma velocidade sutilmente maior que sua borda inferior. Essa diferença de velocidade da lava teria gerado planos de cisalhamento que se materializaram como disjunções em lajes. Dacitos com disjunções em lajes estão posicionados sobre *pitchstones* (aP, mP e bP) e abaixo de dacitos maciços (mD).

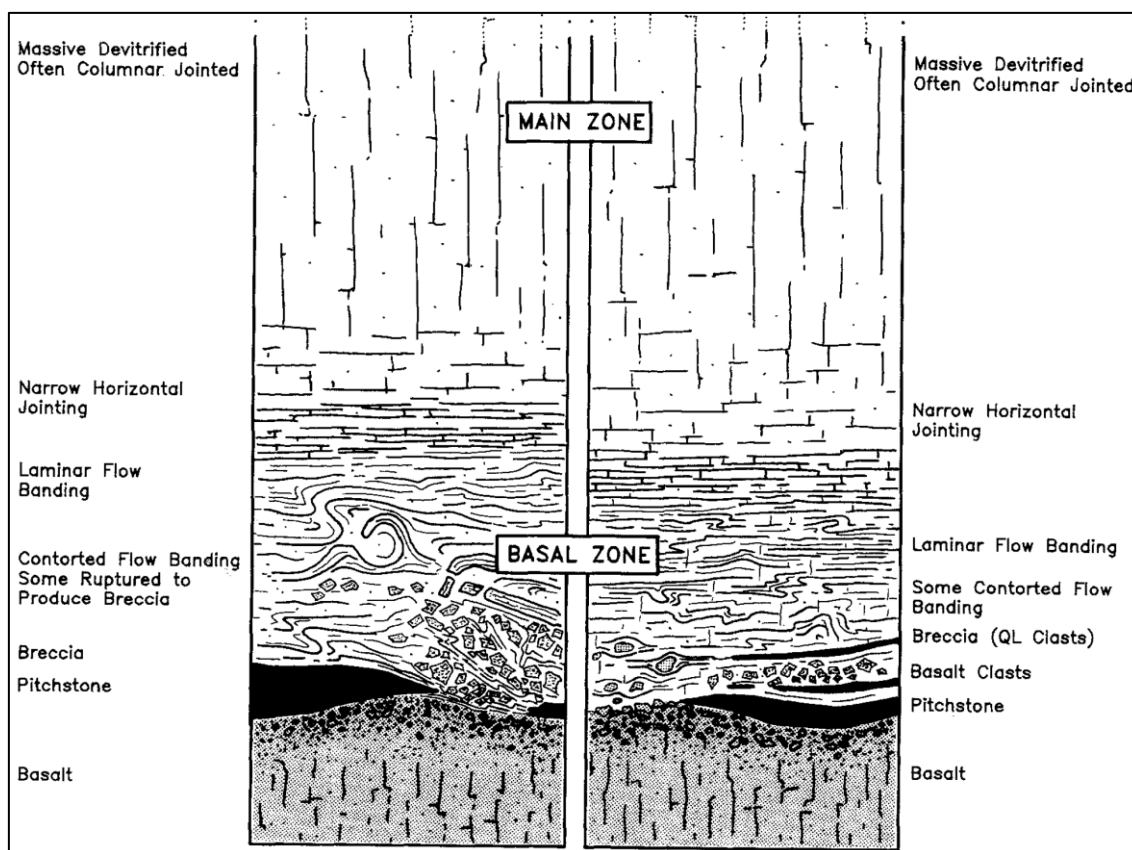


Figura 87: Zonas basal e principal das unidades tabulares de quartzo-latitos de Etendeka, de acordo com seção esquemática de Milner, Duncan & Ewart (1992).

Os dacitos com estruturas de fluxo e bandamentos (bD) estão na mesma posição arquitetônica dos dacitos em lajes e por vezes podem se confundir com estes. São interpretados como fluxos de lavas que já continham fenocristais ou microfenocristais para serem orientados preferencialmente durante o escoamento do magma. Os fenocristais de piroxênio e microfenocristais de plagioclásio teriam se cristalizado em subsuperfície. Esses bandamentos ocorrem nas zonas basais dos corpos e a orientação preferencial de cristalitos é interpretada como cristalização precoce dos mesmos, quando ainda havia algum movimento da lava. Muito localmente há dobramento centimétrico de bandamentos composicionais (bandas com mais ou menos vidro) e dobramento métrico suave das faixas bandadas. Estas dobras métricas são interpretadas como resposta do fluxo vulcânico às protuberâncias do terreno.

A zona central das unidades ácidas é formada por dacitos litoidais maciços (mD) e muito homogêneos, cuja espessura máxima pode atingir até 60 m. Essa zona central é interpretada como o núcleo do fluxo de lava. O grau de cristalinidade e devitrificação desta porção são maiores. As disjunções em lajes largas, sub-horizontais, comuns nesta zona são

interpretadas como juntas de alívio causadas pela descompressão do derrame pela erosão (conforme descrito por Faust (1978)). A zona central dos fluxos vulcânicos encontra-se sobreposta aos dacitos com disjunções em lajes (pjD) e sotoposta aos dacitos com amígdalas (aD) e dacitos com geodos (gD). Estas duas últimas litofácies são interpretadas como sinalizadoras da aproximação do topo do fluxo vulcânico e estão em contato com a litofácies aPP.

A morfologia dos fluxos vulcânicos ácidos da região de São Joaquim é resumida e exemplificada na Figura 88. O perfil (a) mostra a reconstrução do fluxo na época de sua formação, conforme as características descritas acima. O perfil (b) apresenta o resultado da ação intempérica e erosiva sobre o fluxo, que cria platôs individualizados e mascara a morfologia e arquitetura originais.

9.1.2.2 TEXTURAS E ESTRUTURAS

As rochas observadas variam textural e estruturalmente. Quanto ao grau de cristalinidade, a textura varia desde holohialina ou hipohialina (aaP, aP, mP, bP, vjP, gD) até hipocristalina (aD, mD, pjD e bD). Quanto ao grau de visibilidade há rochas afaníticas e faneríticas muito finas. Quanto ao tamanho relativo dos cristais, as rochas são equigranulares a localmente inequigranulares (presença de fenocristais visíveis à vista desarmada). É comum a trama sal-e-pimenta (quantidades semelhantes entre minerais claros e vidro).

São observadas estruturas relacionadas à movimentação das lavas, como o fluxo laminar (bandamento) plano-paralelo e muito localmente contorcido ou dobrado, orientação preferencial de fenocristais, microfenocristais, amígdalas, vesículas e geodos e também a presença de disjunções em lajes. Estruturas relacionadas ao aprisionamento e movimentação de gases ocorrem no topo das unidades. Parte das rochas apresenta estrutura maciça com feições de devitrificação (esferulitos). A presença de cristalitos e minerais com hábitos esqueléticos e cristais ocos refletem rápida cristalização ou baixas taxas de difusão, incapazes de permitir a cristalização completa da maioria dos minerais. Nota-se que estas feições de mal formação dos minerais só são encontradas em lavas (Henry & Wolff, 1992).

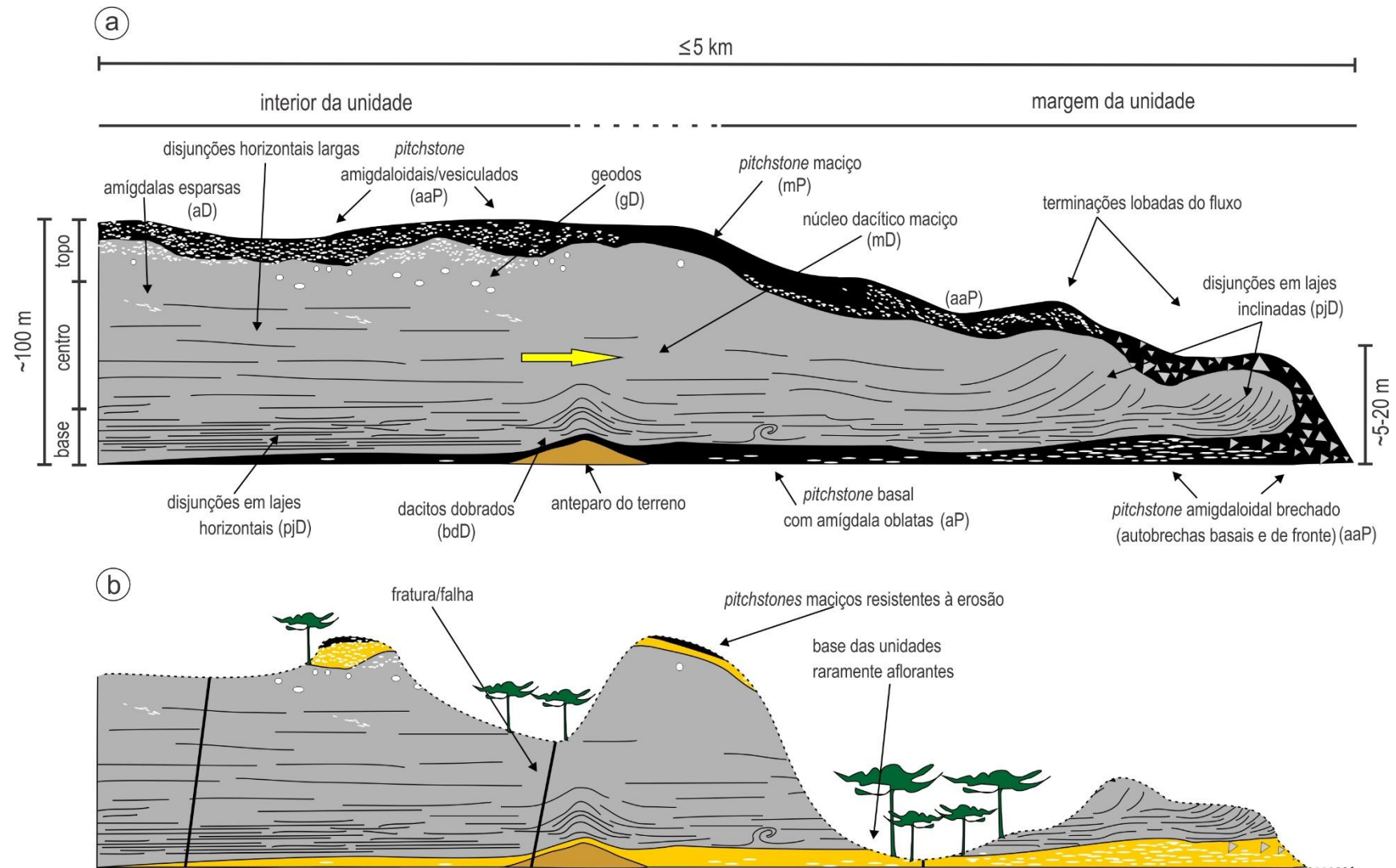


Figura 88: Modelo morfológico 2D das lavas da sucessão vulcânica de São Joaquim-SC. Em (b) se observa o perfil intemperizado e erodido, tal como se apresenta hoje.

9.1.2.3 CARTOGRAFIA DAS UNIDADES VULCÂNICAS

O campo vulcânico ácido do Planalto Sul de Santa Catarina encontra-se mais erodido e, portanto, com mais lacunas cartográficas do que a continuidade do vulcanismo ATP sobre o planalto do nordeste gaúcho. Completando estas lacunas e conectando os afloramentos remanescentes dos topos de morros-testemunhos e pequenos platôs distribuídos pelo planalto sul-catarinense tem-se uma superfície original de 8.000 km² formada por rochas ATP, que ainda poderia ser muito maior em direção ao norte e leste. O soerguimento mais intenso dessa região (indicado pela maior altitude; Peate et al., 1999), conduziu à erosão pervasiva do topo da sequência vulcânica e dissecação profunda da paleosuperfície. A incisão de vales profundos com desníveis de 200 a 300 m foi acentuada pela resistência das rochas ATP ao intemperismo. Enquanto a sucessão vulcânica ácida resistia ao intemperismo e formava os comuns platôs, cristas e morros-testemunhos que os sustentam, os andesitos basálticos foram mais rapidamente consumidos pela erosão e um alto gradiente de relevo se configurou na paisagem. O limite da sequência ácida coincide com quebras de relevo bem marcadas, sinalizadas por encostas íngremes que margeiam áreas relativamente planas pontilhadas por colinas. Por vezes, os remanescentes das unidades ácidas perfazem cristas alinhadas (Figura 89).

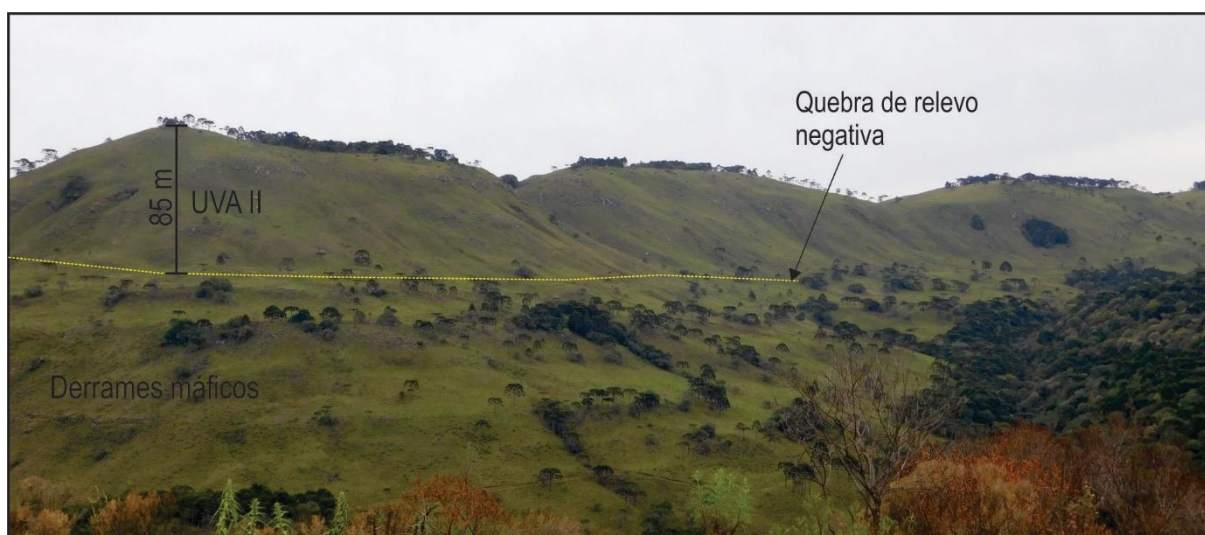


Figura 89: Área da seção da pedra do Exército, com vista para uma crista remanescente da sequência vulcânica ácida (unidade II), notadamente mais espessa que os derrames máficos sotopostos. Nota-se que encostas íngremes perfazem o limite geomorfológico das unidades ácidas.

Observa-se também que o intenso intemperismo químico, comum no clima holocênico na região sul do Brasil, suavizou as quebras de relevo criando topografia

ondulada e colinosa sobre o Platô de São Joaquim (PSJ). Essa textura de relevo é nitidamente observada nas imagens de satélite em qualquer escala ou qualidade. Apesar do intemperismo químico e acumulação de colúvios é possível distinguir o caráter tabuliforme dos corpos vulcânicos, tal como é observado nas unidades correlatas na Namíbia, naturalmente expostas pela ausência de solos (por exemplo, em Grootberg). Em alguns locais, como no Platô de Santa Bárbara, as geometrias tabulares são evidentes (Figura 90).



Figura 90: Platô de Santa Bárbara Leste situado no limiar oriental do planalto sul catarinense a 1.740 m de altitude; observa-se continuidade lateral de rochas ácidas por 2 km e a geometria tabular, semelhante à encontrada em derrames basálticos pode ser observada (afloramento SJ-240 localizado no topo).

O vulcanismo ácido descrito na região é correlacionado ao episódio vulcânico ácido II (AVE-II) descrito por Waichel et al. (2012) como um conjunto de derrames tabulares.

Na cartografia do PSJ é possível observar variações laterais de espessuras não muito significativas, com margens lobadas mais estreitas e ramificadas do que as zonas interiores e envelopadas por camadas de vidro. Contudo não é possível se calcular, com base nos dados atuais, a dimensão e geometria exatas das unidades vulcânicas. Sabe-se que os corpos cartografados têm distribuição areal variada e geralmente ampla. As rochas ATP do Platô de São Joaquim ocupam uma área de aproximadamente 270 km². A espessura máxima da sequência ácida é de cerca de 140 m, nas circunvizinhanças na cidade de São Joaquim e na área da Vila Boava (sul do PSJ). Contudo, na maioria das seções observa-se espessura em torno de até 100 m. Admitindo-se esse valor para a espessura média da sequência vulcânica ácida, o volume total remanescente no platô principal de São Joaquim é de 27 km³.

O mapa geológico do PSJ foi confeccionado com base no levantamento de seções geológicas posteriormente correlacionadas com as informações petrográficas e geoquímicas. A correlação geoquímica se baseou principalmente nos teores de TiO₂, P₂O₅, Zr e Cu das amostras, pois são componentes menos móveis (conforme indicado por Milner, Duncan &

Ewart, 1992). A feição petrográfica que auxiliou na divisão das unidades foi a presença de fenocristais de piroxênio. A repetição vertical de litofácies relacionadas à arquitetura dos corpos foi fundamental para a identificação de unidades ácidas sobrepostas. Observa-se que o PSJ é formado por no mínimo oito unidades vulcânicas ácidas (Figura 91). A Unidade II tem cerca de 40 km de comprimento, 21 km de largura e 125 m de espessura máxima registrada na seção da pedreira do Exército e, portanto, é a mais extensa cartografada. Esta espessura se mantém aproximadamente constante em uma área bastante ampla, mas nota-se uma redução rumo ao norte e sudeste assumindo a pedreira como centro; próximo a entrada de São Joaquim (procedendo-se de Lages), a Unidade 2 tem 80 m de espessura. Apesar das lacunas erosivas, as seguintes características permitem cartografar esta unidade: (1) posição estratigráfica basal da unidade na sequência vulcânica ácida de São Joaquim; (2) valores médios de espessura em torno de 100 m; (3) presença localizada de fenocristais de piroxênio, por vezes orientados preferencialmente; (4) assinatura geoquímica semelhante de várias amostras separadas por lacunas erosivas. No âmbito da geoquímica, esta unidade pode ser claramente correlacionada com as rochas da Formação Wereldsend. Segundo Milner, Dunca & Ewart (1992) o espessamento da Formação Wereldsend de NE para SW sugere que a fonte esteja a oeste do atual litoral da Namíbia. Entretanto, nas descrições de Miller (2008) não são mencionados fenocristais de piroxênio, apenas de plagioclásio e titanomagnetita em uma porcentagem máxima de 2,3%. Ocorrem também unidades com distribuição areal reduzida, que compreenderiam mesas vulcânicas menores, que podem ter sido englobadas por fluxos vulcânicos mais extensos. Por exemplo, a Unidade III parece ter sido circundada, pelo menos pelo oeste, pela Unidade II. As razões de aspecto não podem ser calculadas com segurança visto que as unidades passaram por intenso processo de dissecação. Portanto, pode-se chegar apenas a valores mínimos de razões de aspecto, da ordem de 1:400, semelhantes aos encontrados em algumas lavas de Snake River (Figura 10); portanto os fluxos com espessuras em torno de 100 m teriam se movimentado por cerca de 40 km. Não são encontrados afloramentos que claramente indiquem efusão de magmas, tais como os descritos por Lima et al. (2012). Machado (2003) propõe que cada atual platô formado por rochas ácidas corresponda a zonas de efusão particulares. Isso pode proceder, porém, admite-se também que os atuais platôs encontrados em Santa Catarina são primariamente feições erosivas com alguma correlação com a forma original das *mesas vulcânicas*.

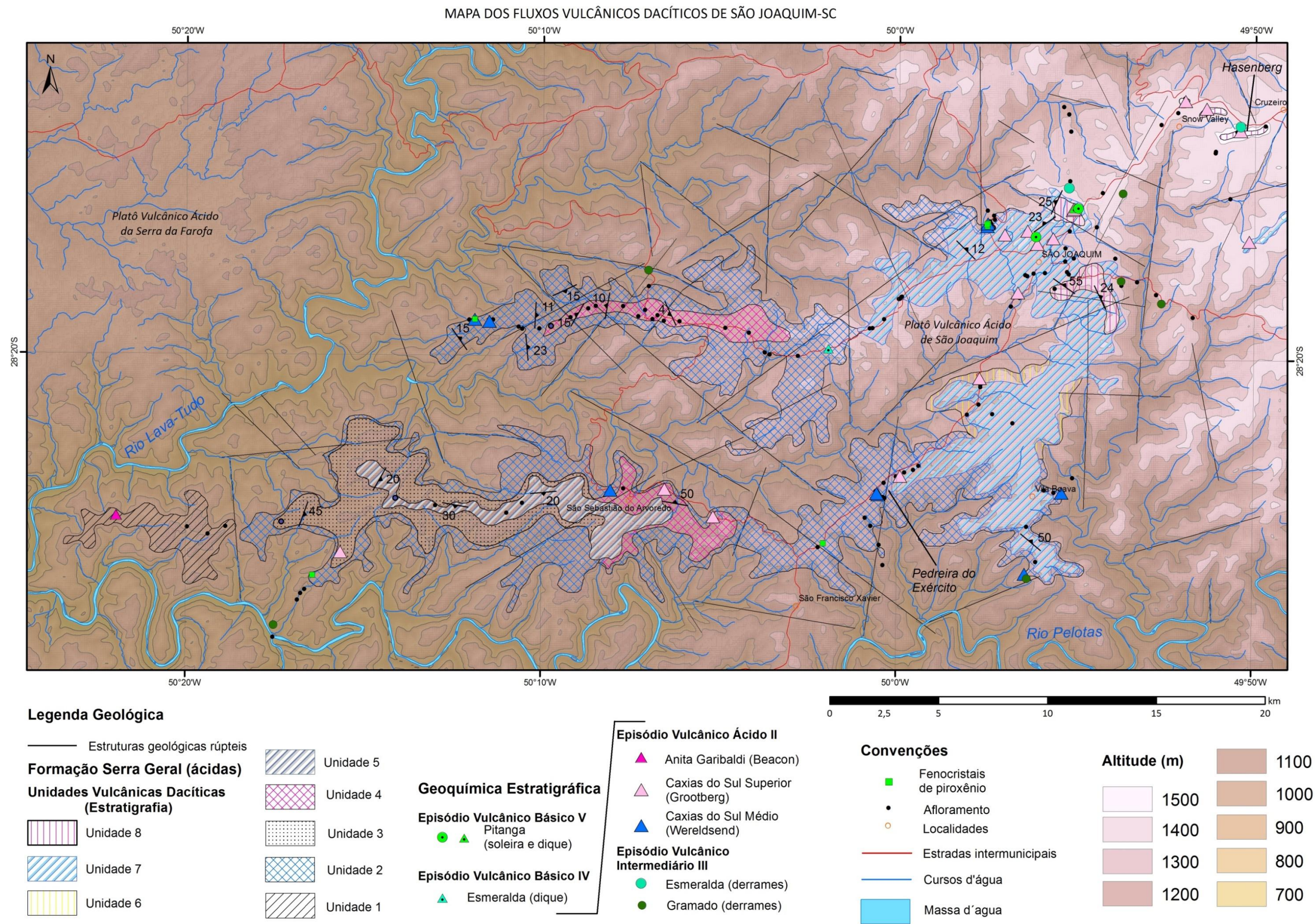


Figura 91: Mapa geológico das mesas vulcânicas de São Joaquim confeccionado nesta pesquisa. Observa-se que as atitudes estruturais tomadas refletem o comportamento local das disjunções em lajes e não da unidade vulcânica como um todo; o envargamento das disjunções em lajes para o topo evidencia a aproximação da margens das unidades.

9.2 HISTÓRIA E CARACTERÍSTICAS ERUPTIVAS

Quando se pensa nos modelos do *continuum* de Branney & Kokelaar (1992), assume-se um caráter transicional entre um tipo e outro de erupção e, por vezes, também transitório. Nesse sentido fica mais compreensível a dificuldade de se estabelecer a origem das rochas *lava-like*, pois a problemática não está em se distinguir os membros finais (lavas e ignimbritos), mas sim, os termos intermediários, os quais na realidade não são nem gerados por lavas típicas nem por ignimbritos clássicos. É possível fazer uma comparação com o caso do plutonismo sin-tectônico, quando os magmas são deformados durante sua cristalização, adquirindo feições típicas de rochas metamórficas e ígneas ao mesmo tempo. Em qual campo de estudo estes granitos deveriam ser encaixados? Lidar com a dúvida e com a interface de atuação de processos geológicos distintos faz parte da ciência natural. Por exemplo, lavas alimentadas por aspersão (*spatter-fed*) a partir de fontes fumegantes (*fire-fountain*) deveriam registrar feições de *spatter*? Em caso afirmativo, somente próximo ao conduto alimentador; nas porções médias e distais a lava não conteria qualquer feição diagnóstica do modo eruptivo e as rochas descritas poderiam ser classificadas como derrames de origem efusiva contínua. Ainda, baixas colunas eruptivas ou fontes piroclásticas (*pyroclastic fountains*) seriam de fato efetivas na fragmentação do magma? Ou gerariam uma mistura de bolsões de lava e piroclastos que quando depositados também criariam derrames *lava-like* que mais tarde também teriam sua origem questionada?

Uma premissa para os estudos nas LIPs é que os processos que nelas ocorreram são, assim como seus produtos, de magnitude muito maior do que aqueles que ocorrem em campos vulcânicos atuais ou aqueles presenciados pela civilização humana durante sua história. Isso quer dizer que arranjos do tipo fractal possivelmente ocorrem nas LIPs, com a repetição de estruturas e comportamentos vulcânicos em escalas cada vez maiores. Por exemplo, os derrames *pahoehoe* simples ou compostos observados nas lavas havaianas, que muitas vezes não ultrapassam 1 m de altura, provavelmente ocorreram em tamanhos muito maiores no cenário das LIPs, pois características como volume de magma disponível, fissuras que o conduziam à superfície e tempo das erupções, deveriam ser muito mais significativos e de maior porte e duração do que aqueles encontrados atualmente no Havaí.

Tendo em mente informações descritas nesta tese sobre as características dos processo e produtos vulcânicos terrestres, dos campos de lavas extensas, das rochas da

PMPE, são tecidas algumas interpretações sobre a história eruptiva das rochas da região de São Joaquim:

- 1) Com relação ao vulcanismo básico-intermediário da região de São Joaquim, observa-se que os derrames inferiores são sempre semelhantes aos do tipo Gramado. Logo abaixo da unidade ácida parece haver um predomínio de derrames formados por magma do tipo Esmeralda. Os diques que seccionam as mesas ácidas são também formados por magmas do tipo Esmeralda. Ambos os derrames inferiores e superiores são classificados como do Tipo 1 de Licht (2016). Já as soleiras estão associadas a magmas básicos semelhantes aos do tipo Pitanga. É possível que tenha ocorrido extravasamento de magma do tipo Esmeralda e subtipo Caxias em tempos muito próximos e que as erupções do tipo Esmeralda tenham continuado após o término do vulcanismo ácido. Por isso, há derrames Esmeralda sotopostos e diques Esmeralda seccionando o episódio vulcânico ácido (AVE-II);
- 2) A Figura 92 foi construída com base em processos descritos no âmbito da Província Magmática Paraná-Etendeka como possíveis geradores das rochas da província, especificamente as rochas ácidas extensivas. Erupções hidrovulcânicas não gerariam depósitos deste tipo e, portanto, não são exploradas pelo fluxograma. Observa-se que as linhas tracejadas delimitam empiricamente zonas de ocorrência de determinados processos, os quais necessitariam de grandes volumes de magma, alta temperatura e alta capacidade de conservação de calor para se formarem. Fora destas condições, esses processos não ocorreriam. Dependendo da localização da fonte no contexto da PMPE, qualquer um desses processos poderia ter ocorrido. Por isso, localmente pode haver a preservação de feições piroclásticas, como textura eutaxítica e tufos verdadeiros não soldados, a exemplo do que ocorre na Formação Bersig de Etendeka (Miller, 2008; Milner, Duncan & Ewart, 1992). Portanto, algumas unidades de fato resultam de correntes de densidade piroclásticas concentradas soldadas e perfazem camadas de reoignimbritos. Em outra situação lavas alimentadas por aspersão (*spatter*) a partir de fontes fumegantes (*fire-fountains*) poderiam ter criado fluxos viscosos coerentes e escoado como derrames, porém desconectados das fontes e, por isso, seria explicada a dificuldade de se encontrar as fontes alimentadoras das rochas ácidas na PEMP, as quais poderiam ter sido utilizadas por fluxos de composição básica do magmatismo posterior. As feições de *spatter* teriam se apagado pelo processo de aglutinação ou coalescência dos pingos de lava logo após a aspersão. O resultado seria um corpo *lava-like*.

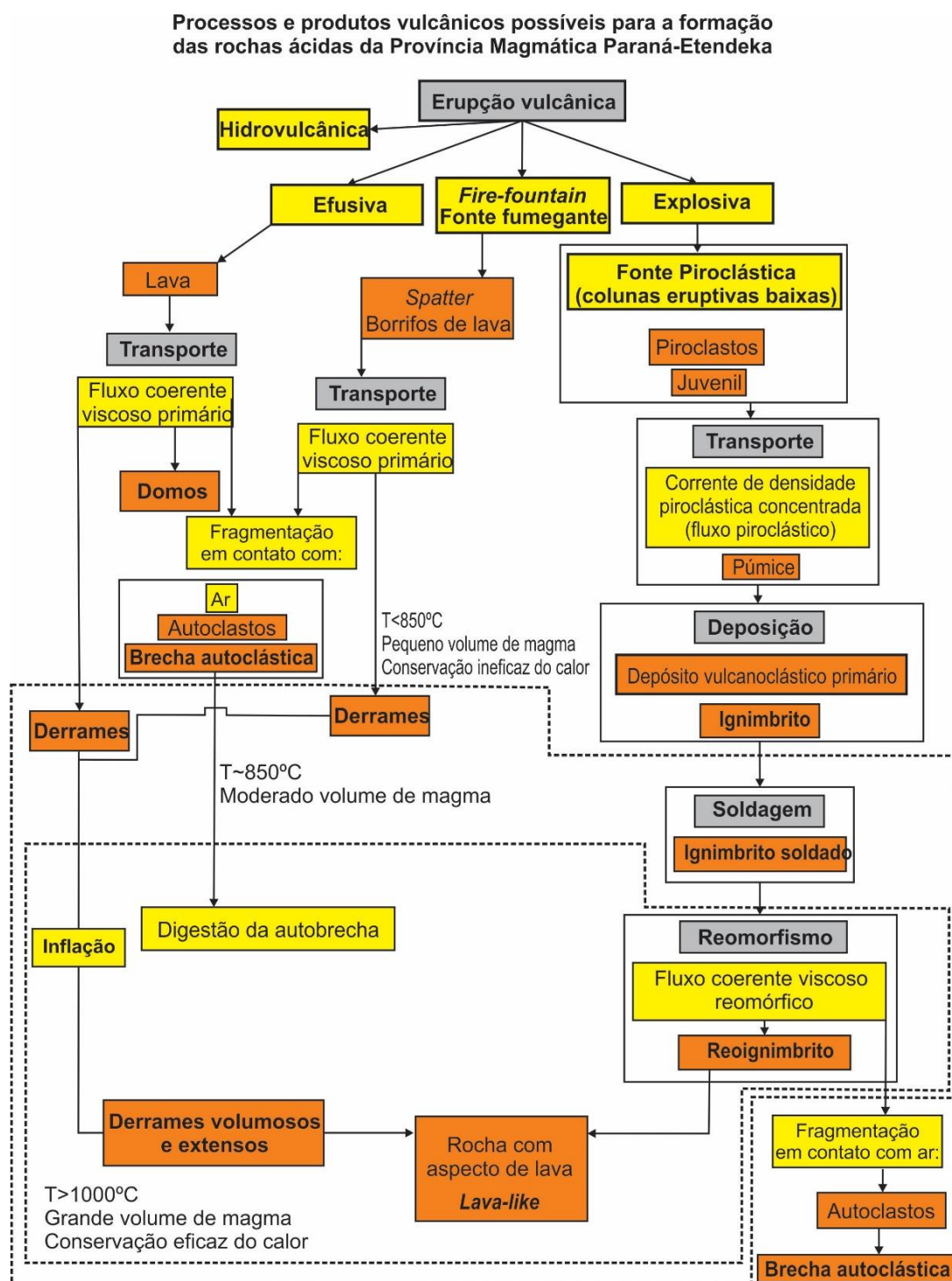


Figura 92: Processos eruptivos possíveis no âmbito da PMPE para a formação das rochas ácidas. As linhas tracejadas representam os limites de temperatura e volumes de magma disponíveis na erupção.

3) A partir de erupções efusivas de uma fonte fumegante mais calma (*low or slow fire-fountain*) a lava poderia alimentar derrames através de fissuras com dezenas a centenas de quilômetros de comprimento e a coalescência dos volumes magmáticos eruptidos poderia criar unidades de resfriamento extremamente extensas, tais como as observadas na PMPE desde os primeiros estudos. Neste caso, as fontes deveriam ser mais fáceis de ser

encontradas. Porém, novamente o que pode explicar a dificuldade em encontrá-las seriam a utilização e desentupimento dos condutos por pulsos magmáticos posteriores de natureza básica. De qualquer forma, uma ocorrência restrita de diques ácidos seria esperada, mas estes não são descritos. Há ainda a ocorrência de feições nitidamente dômicas como descritas por Waichel et al. (2012) e Machado (2003), entre outros, no caso das lavas que eram mais viscosas e mantinham altas razões de aspecto;

4) Em muitos campos vulcânicos que contêm rochas lava-like, os autores favoráveis a considerar essas rochas como lavas, descrevem algumas feições como *falsas* feições piroclásticas, como pseudo *shard* e pseudo *fiamme*. Nas rochas ácidas descritas em São Joaquim estas feições não estão presentes. Todas as feições registradas podem ser encaixadas em descrições de rochas originadas por lavas: (1) unidades tabulares espessas; (2) disjunções em lajes horizontais no interior das unidades e inclinadas nas margens; (3) camadas de *pitchstone* envolvendo os corpos; (4) estruturas de fluxo magmático com orientação preferencial de fenocristais; (5) amígdalas oblatas na base das unidades; (6) geodos; (7) porções de topo muito amigdaloidais e onduladas; (8) brechas autoclásticas localizadas; (10) cristais ocos; (11) esferulitos (devitrificação); (12) homogeneidade química no interior da unidade;

5) Não são encontrados depósitos piroclásticos soldados ou não soldados. Não há registro de camadas de tufos oriundos de queda de nuvens piroclásticas relacionadas a erupções explosivas (mesmo de baixas colunas). De fato, não existe qualquer vestígio ou feição indicativa de que ocorreram erupções explosivas;

6) Não há até o momento evento de extinções em massa ou mudança ambiental descrito como coincidente ao momento de formação da LIP Paraná-Etendeka. Isso mostra que teria havido pouca interação entre os processos/produtos vulcânicos da PMPE com a atmosfera, que é extremamente sensível a eventos vulcânicos explosivos. Portanto, efusões de lavas com baixo conteúdo de voláteis e calmas deveriam ter sido predominantes na formação da PMPE;

7) A própria morfologia das unidades vulcânicas ácidas corrobora a ideia de que as lavas tinham valores de viscosidade que permitiram seu escoamento e arquitetura tabular, com poucos lobos marginais ou não;

- 8) A espessura hectométrica dos fluxos vulcânicos ácidos provavelmente foi o fator principal para a manutenção do calor latente e postergação do resfriamento e consequente interrupção tardia do movimento da lava;
- 9) Por isso, os seguintes processos são relacionados para a formação das unidades ácidas da região de São Joaquim: erupções efusivas ou de fontes fumegantes um pouco mais ativas teriam gerado lavas coesas ou então aspergido lavas *spatter*. Em ambos os casos, o produto seria o mesmo: derrames de lavas mais viscosas do que as basálticas, mas suficientemente fluidas para criarem derrames extensos alimentados por erupções ininterruptas que forneciam grandes volumes para a superfície (Figura 93);

Processos e produtos vulcânicos possíveis para a formação das rochas ácidas de São Joaquim

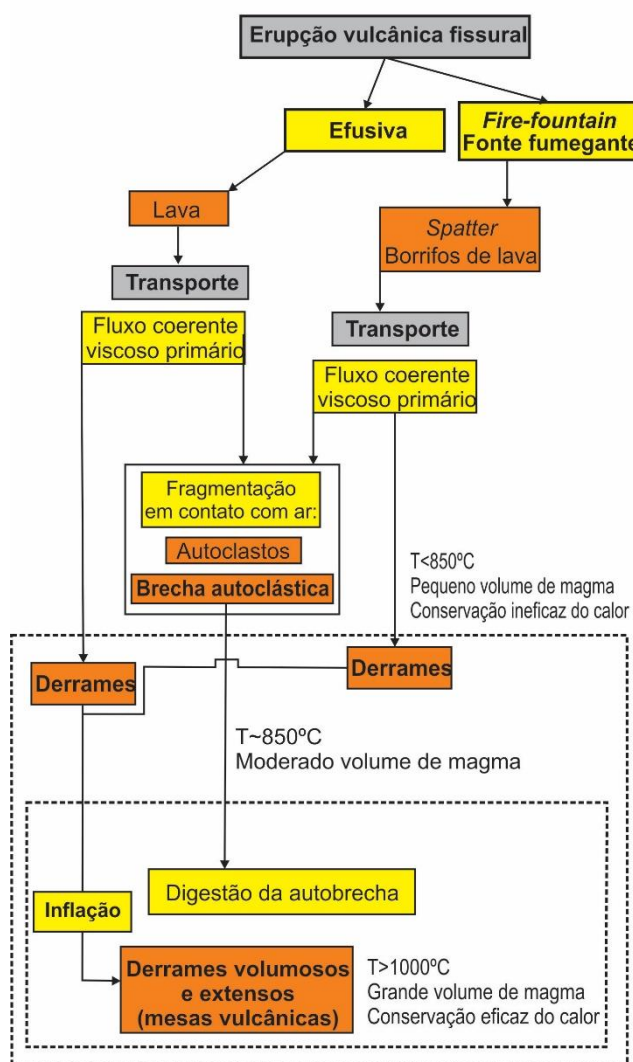


Figura 93: Processos vulcânicos registrados como prováveis geradores das rochas ácidas da região de São Joaquim-SC; caixas amarelas mostram os processos; caixas alaranjadas mostram os produtos; as linhas tracejadas representam os limites de temperatura da lava e volume de magma disponível para que os processos possam ocorrer.

10) É possível que um processo de inflação parecido com o que ocorre nos derrames basálticos *pahoehoe* tivesse ocorrido com as lavas ácidas. O extravasamento contínuo de magma em alta temperatura teria propiciado a alimentação contínua do fluxo lávico, que ao escoar pela superfície formaria um “tapete” vítreo sobre o qual o restante da lava se movimentaria com perdas mínimas de calor para o solo, devido ao isolamento feito pelo vidro. Algumas centenas de metros de distância da fonte já seriam suficientes para que a lava se solidificasse superficialmente, tal como ocorre com derrames *pahoehoe* no Havaí. Esse invólucro de vidro vulcânico protegeria o centro da lava contra perda de calor, a qual continuaria fluindo no interior e expandindo as margens da mesa vulcânica que se erigia. A Figura 94 resume os processos que teriam ocorrido em São Joaquim para a formação das rochas máficas e ácidas;

11) A presença de cristais ocos e com terminações em cúspide e não orientados preferencialmente conduz a duas observações: (1) havia líquido magmático em abundância, pois cristais ocos podem ser formar apenas a partir de líquido e não em fluxos piroclásticos soldados (Henry & Wolff, 1992) e, portanto, cristalizaram no interior de lavas; (2) as lavas já estariam estacionadas quando os cristais ocos se formaram, pois eles não estão orientados preferencialmente;

12) Os esferulitos testemunham o processo de devitrificação iniciado após a solidificação das lavas e são do tipo esférico (Lofgren, 1974);

13) A presença de fenocristais de clinopiroxênio orientados preferencialmente indica: (1) que estes cristais, ou se formaram no interior dos condutos vulcânicos e já estavam cristalizados ao extravasamento das lavas, ou então (2) se cristalizaram durante o fluxo das lavas, orientando-se preferencialmente; (3) atestam a natureza anidra e de alta temperatura destes magmas;

14) A presença de microfenocristais de plagioclásio, euédricos e orientados paralela e preferencialmente ao acamamento das rochas indica: (1) que estes cristais provavelmente se cristalizaram no interior do conduto vulcânico e ao extravasamento das lavas foram orientados preferencialmente com o fluxo das lavas;

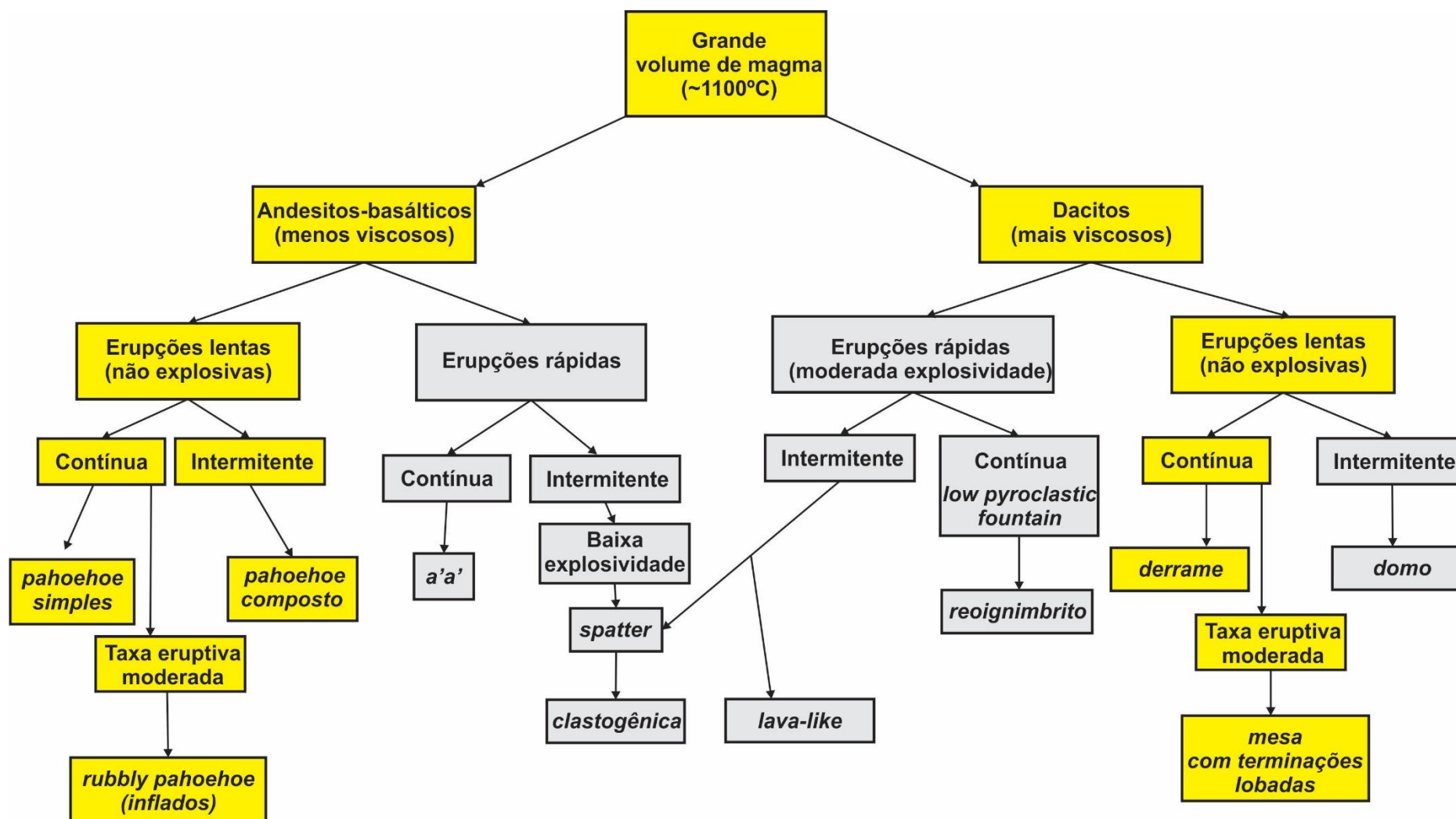


Figura 94: Processos subaéreos elencados como possíveis geradores das morfologias de andesitos basálticos e dacitos no âmbito da PMPE; em amarelo os processos e produtos provavelmente ocorridos na região de São Joaquim-SC; em cinza os processos que provavelmente não ocorreram na região do Campo Vulcânico de São Joaquim.

15) Aparentemente há um paradoxo na colocação das lavas. Os seguintes fatores seriam necessários para que as lavas escoassem por longas distâncias e formassem corpos tão homogêneos e tabulares: alta temperatura do magma, baixo conteúdo de voláteis, eficiente conservação do calor e taxas de efusão contínuas e elevadas (grandes volumes de magma disponíveis). Ao que parece, estes requisitos são preenchidos. Porém, do outro lado, a presença de vidro e as feições de rápido resfriamento (cristais ocos) presentes massivamente nas amostras indicam que as lavas teriam se resfriando rapidamente, ou seja, a conservação de calor não seria tão eficiente assim. Ao passo que os derrames basálticos da área raramente apresentam vidro em sua composição modal, os dacitos lidoitais possuem pelo menos 20% de vidro intersticial e, como estão devitrificados, é bastante provável que originalmente contivessem muito mais vidro (50-60%), quantidades comparáveis às dos *pitchstones* atuais. Então, ao mesmo tempo em que esses derrames espessos, com até mais de 100 m, seriam eficientes na conservação de calor, mostram que se resfriaram rapidamente, pois contém vidro e feições indicativas. Isso pode ser explicado. A nucleação do plagioclásio só teria início depois que o piroxênio tenha cristalizado por tempo suficiente para enriquecer o líquido em Al em relação ao Si, conforme observado por Crawford (1973) nos mares lunares. As taxas de nucleação nortearam a morfologia dos cristais de plagioclásio. As feições de cauda de andorinha e cristais ocos e os cristalitos com hábitos esqueléticos e vermiformes seriam texturas de crescimento por difusão limitada (*diffusion-limited*), como observado por Waters et al. (2015). Essas texturas seriam resultado de elevadas taxas de crescimento dos cristais induzidas por rápidas taxas de resfriamento e/ou degaseificação de água, sendo que ambas poderiam ter conduzido a amplo *undercooling* e decréscimo na difusão química;

16) A presença de vidro no núcleo dos derrames e mesas ácidas pode ser explicada pelas baixas taxas de difusão química desses magmas devido ao baixo conteúdo de água e acidez elevada. Então, os cristais de plagioclásio permaneceram ocos, não porque houve um rápido resfriamento dessas lavas, mas sim porque as taxas de difusão eram muito baixas, não permitindo a cristalização plena da lava, apenas a solidificação na forma de vidro assim que as temperaturas baixaram um pouco. Água dissolvida nos líquidos silicáticos afeta as propriedades e a evolução dos mesmos, como viscosidade, densidade, taxa de difusão, temperatura do *solidus* e *liquidus*, sequência de cristalização e nucleação e crescimento dos

cristais; a difusão em líquidos basálticos é maior que em líquidos ácidos na mesma temperatura (Zhang, 1999);

17) As características mais úteis para distinguir corpos de lavas extensas de reoignimbritos seriam: (1) depósitos basais; (2) margens dos fluxos; (3) resposta à topografia e (4) fonte. Nas rochas do PSJ: (1) os depósitos basais não contêm feições piroclásticas preservadas, mas as brechas também não são comuns; (2) as margens dos fluxos são lobadas e íngremes, evidenciadas pelo envergamento das disjunções e lajes para o topo, são formados por vidro vulcânico muito amigdaloidal e brechas autoclásticas localizadas; (3) como a paleotopografia não possuía relevo acidentado, não é possível avaliar o comportamento dos fluxos com relação ao terreno. Localmente se observam ondulações nas disjunções em lajes/bandamentos supostamente causadas por alguma protuberância na paleosuperfície e também são observados contatos basais irregulares e ondulados; (4) não foram encontrados registros concretos das fontes das lavas do PSJ.

18) Correlações com o vulcanismo ácido do Tipo Palmas da região de Palmas-PR: de acordo com Chmyz (2013) as rochas ácidas da região são de composição riolítica e se originaram predominantemente por processos efusivos geradores de domos e também unidades vulcânicas tabulares semelhantes a derrames. Quanto à morfologia dos corpos, o teor mais alto de sílica nos magmas criadores das rochas estudadas por Chmyz (2013) e, portanto, sua natureza riolítica, teria sido responsável pela formação predominante de domos ao invés de mesas vulcânicas. Ao passo que a natureza dacítica dos magmas geradores das rochas do Platô de São Joaquim teria colaborado para predominância de mesas ao invés de domos. Chmyz (2013) registra localmente a ocorrência de riolitos bandados contendo *shards*, acamamento granulométrico e feições indicativas de *gás-escape pipes*, indicando natureza reomórfica para estas rochas. A autora comenta que a ocorrência localizada destas rochas sugere que sua formação se deu a partir de um evento também pontual, inconsistente com cenários de grandes fluxos piroclásticos; considera-se a ocorrência de fluxos piroclásticos secundários decorrentes do colapso da frente do fluxo de lava ácido. Também de acordo com Chmyz (2013), a própria lava, ainda em movimento, pode ter gerado as feições reomórficas. Assim como no Platô de São Joaquim, as rochas encontradas na região de Palmas não carregam evidências de ocorrência de episódios piroclásticos de grande magnitude ou de eventos reomórficos relacionados à gênese das rochas aflorantes nas proximidades de Palmas-PR;

19) Correlações com os reoignimbritos e domos descritos no Rio Grande do Sul: segundo Luchetti (2015) há ocorrência de domos e principalmente de extensos platôs formados por reoignimbritos de altíssimo grau no nordeste do Rio Grande do Sul. As seguintes características são atribuídas aos reoignimbritos por Luchetti (2015): (1) geometria tabular (*sheet-like*) com extensões laterais maiores que 40 km e possivelmente acima de 100 km; (2) paisagem dominada por terraços de topo plano (*flat-topped*) enfatizando a geometria tabular dos corpos; (3) ausência tanto de brechas basais como de topo, bem como de níveis basais de púmice; (4) frequentes disjunções horizontais ou subhorizontais variando em espessura desde poucos centímetros (*sheeting joints*) a poucos metros, resultando em afloramentos bandados; (5) rocha maciça a bandada-laminada horizontalmente com dobras locais; (6) vitrófiros completamente homogêneos com algumas bandas de fluxo locais; (7) zoneamento vertical e horizontal de abundância de fenocristais; (8) gotas de vidro soldadas (*welded glass blobs*) caracterizando textura eutaxítica; (9) cristais quebrados não são abundantes e características vitroclásticas como *fiamme* e *shards* achatados e estirados são raros. Luchetti (2015) comenta que algumas camadas tabulares das rochas Ácidas Tipo Palmas ainda carecem de mais estudos para se caracterizarem ou como reoignimbritos ou como derrames de lavas extensos.

No Platô de São Joaquim, embora sejam registradas feições semelhantes às gotas de vidro (*glass blobs*) descritas por Luchetti (2015), entende-se que essas feições são oriundas do intemperismo e não indicam textura eutaxítica. Essa conclusão parte do princípio que a geometria das feições é balizada pela ocorrência de fraturas e disjunções horizontais e subhorizontais. As supostas gotas de vidro não tem geometria própria; sua existência depende da intersecção de fraturas. Essas fraturas, em um estado mais avançado de intemperismo, tornam-se perceptíveis e formam as tão comuns disjunções em lajes.

20) Modelo eruptivo: após o extravasamento das lavas do Episódio Vulcânico Básico-III, que na área de São Joaquim é marcado principalmente por derrames de composição andesito-basáltica, um segundo evento de magmatismo ácido (AVE-II) começou a predominar por toda a região da Calha de Torres. Neste momento, as unidades ácidas basais descritas em Etendeka, como as formações Goboboseb e Springbok já haviam sido geradas, erodidas (gerando a discordância regional) e sobrepostas pelos derrames básicos da Formação Tafelberg. Observa-se que o Episódio Vulcânico Ácido-I descrito como um campo de domos de lavas no flanco sul da Calha de Torres não é registrado na região de São

Joaquim. A partir de feixes de falhas ou fraturas de comprimento da ordem de dezenas de quilômetros, iniciou-se o extravasamento dos magmas ácidos (Figura 95 a) que geraram mesas vulcânicas lobadas e muito extensas, da ordem do comprimento das fraturas (Figura 95 b).

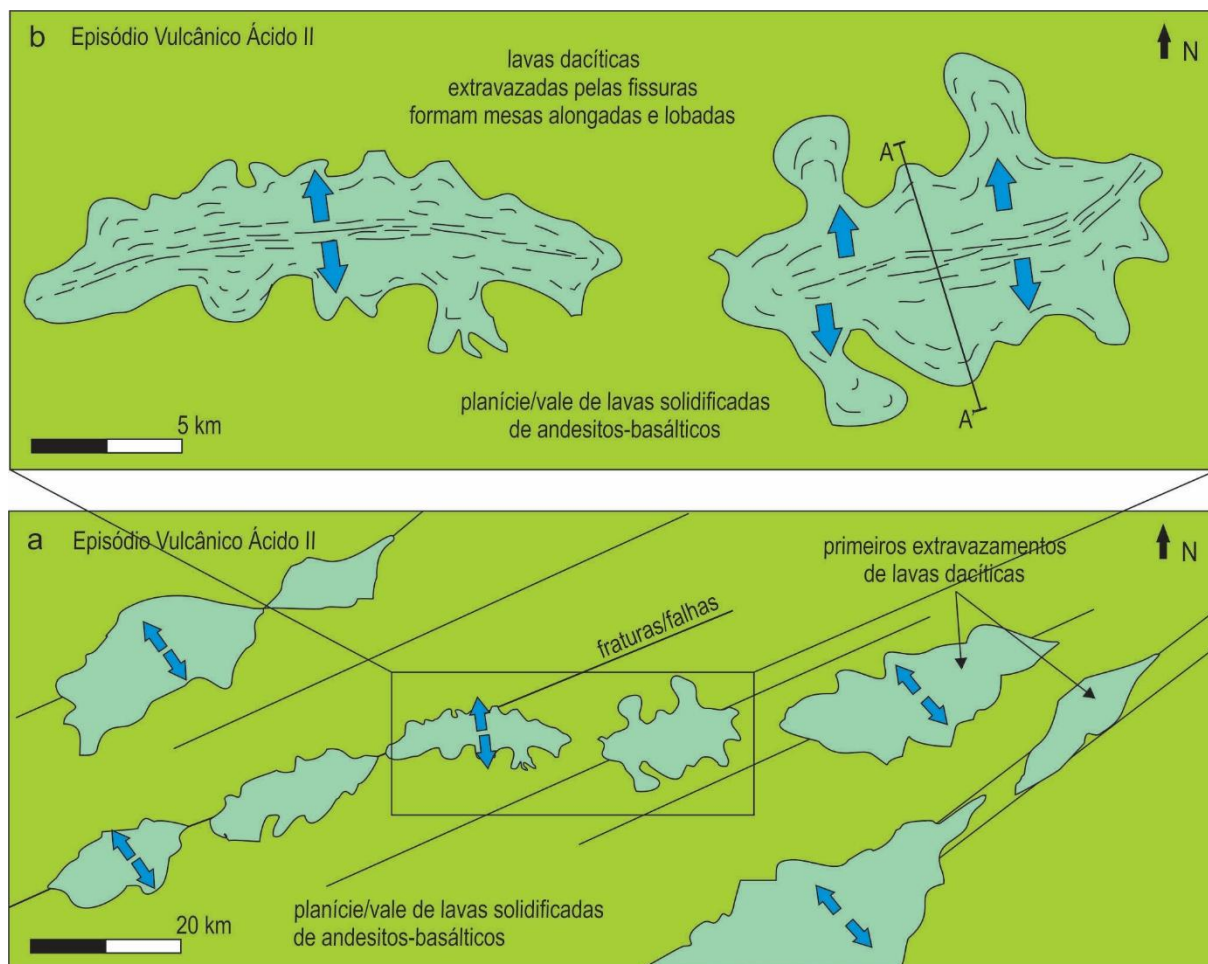


Figura 95: Após o extravasamento das lavas intermediário-básicas do BVE-III deu-se início da formação das mesas vulcânicas ácidas (AVE-II) cujo magma formador, do Tipo Palmas, ascendeu por extensos feixes de fraturas. Em (a) observa-se vista em planta regional e em (b) vista em planta mais detalhada. A Figura 96 representa a continuação do processo observado em perfil.

As erupções iniciais foram marcadas por fontes fumegantes contínuas e com quantidades abundantes de magma que alimentaram a construção das mesas vulcânicas (Figura 96a). Nesta fase inicial é possível que as lavas foram *spatter-fed*. Ao passo que a unidade vulcânica se expandia, suas bordas se solidificavam e isolavam o centro reduzindo a perda de calor para a atmosfera e substrato. Como a alimentação era ininterrupta, o magma continuava a fluir sobre a crosta solidificada, a qual funcionava como um “tapete” que permitia o movimento da lava acima (Figura 96a). Conforme a mesa era alimentada, ocorria seu intumescimento e o caráter de fonte fumegante cedia lugar a uma atividade efusiva

mais calma. Imagina-se que um lago de lava poderia se manter durante algum tempo sobre o centro da mesa vulcânica (Figura 96b).

Conforme as mesas vulcânicas se formavam, novos pulsos magmáticos ácidos construíam novas mesas sobre as já solidificadas (Figura 97a). Em alguns locais, onde as lavas ainda não estavam completamente solidificadas é possível que tenha ocorrido uma coalescência de mesas e o aspecto final seria uma unidade vulcânica muito extensa, com dezenas até uma centena de quilômetros.

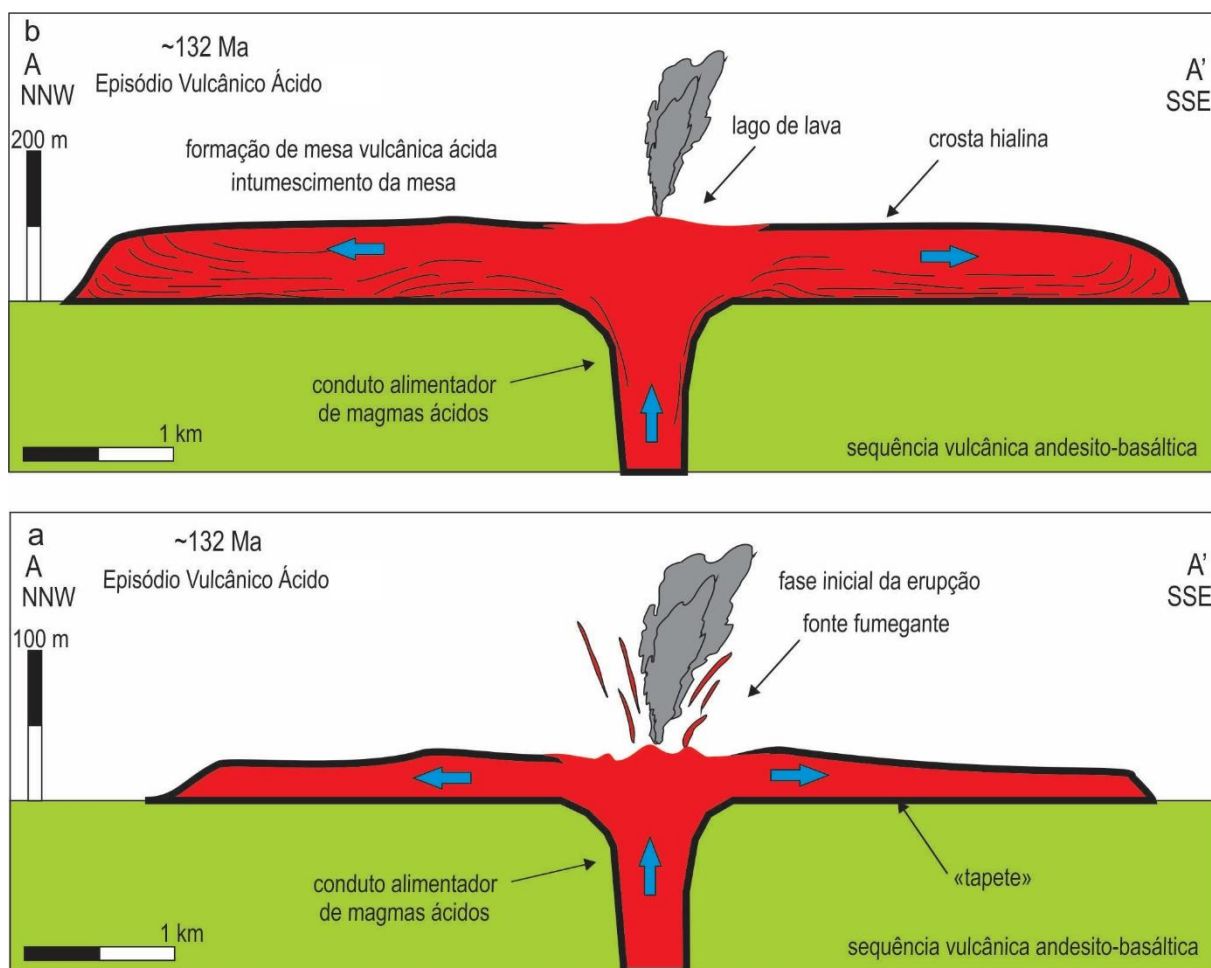


Figura 96: Perfil A-A' da Figura 95 mostrando em (a) as fases eruptivas iniciais com fontes fumegantes contínuas e com grandes volumes magmáticos fornecendo lava para a formação da protomesa vulcânica; observa-se em vermelho a lava ainda incandescente e em preto suas margens já solidificadas. Em (b) nota-se o intumescimento da mesa vulcânica e formação de isothermas de resfriamento que mais tarde originarão as disjunções em lajes.

Em algum momento posterior ou mesmo concomitantemente ao término do vulcanismo ácido, novos pulsos magmáticos de natureza básica passaram a predominar. Esses pulsos formaram diques e soleiras (Figura 97b). Como o topo da sequência vulcânica da LIP Paraná-Etendeka está erodido, não se pode garantir que estes pulsos básicos formaram ou não derrames sobrepostos à sequência de mesas ácidas.

Atualmente se observa uma superfície de um planalto basculado e dissecado pelo clima úmido, cujo arcabouço das maiores altitudes é compreendido por platôs vulcânicos ácidos, remanescentes do campo de mesas vulcânicas cretáceas (Figura 97c).

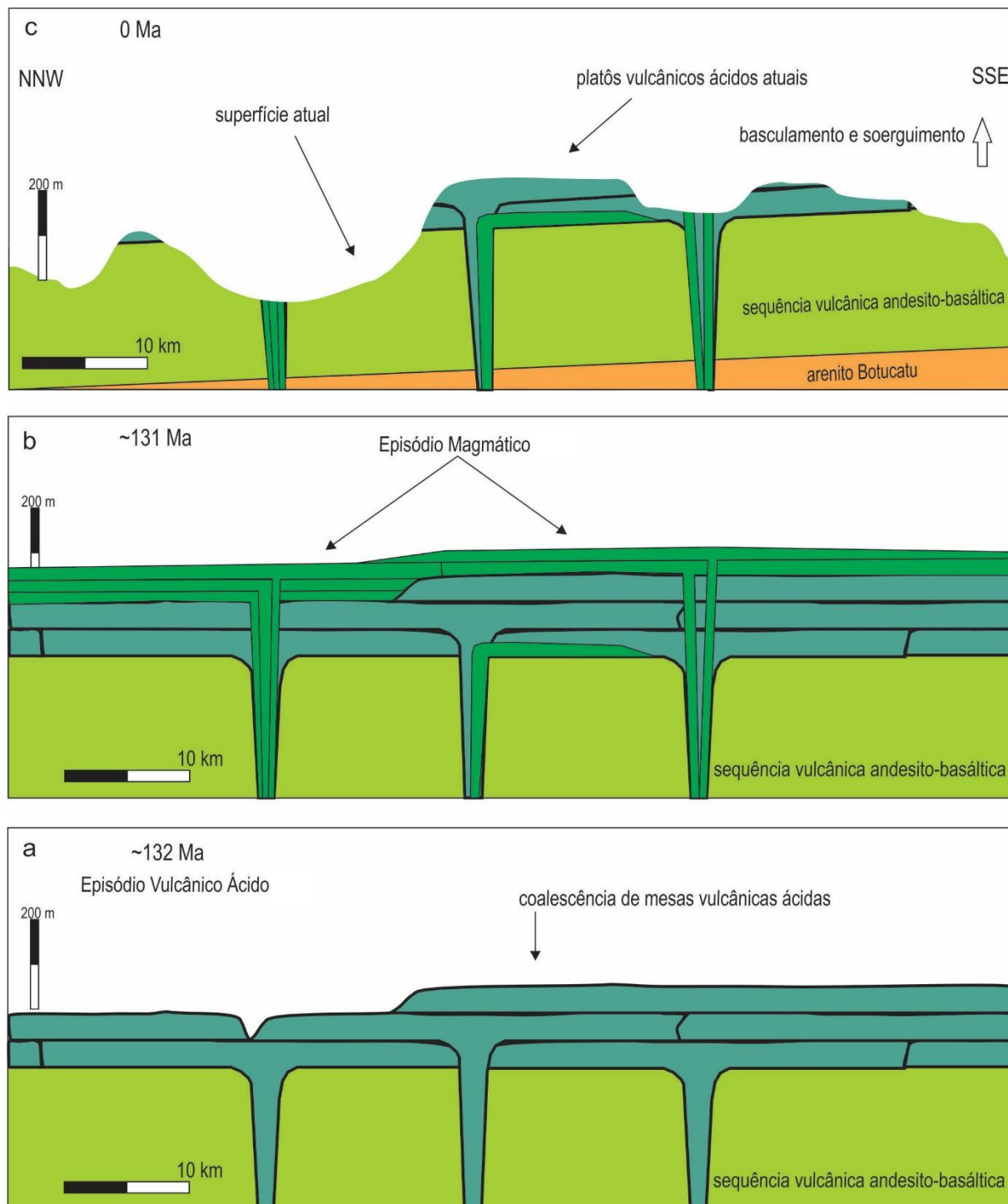


Figura 97: Os esquemas mostram a evolução do vulcanismo, com a coalescência ou sobreposição de várias mesas vulcânicas ácidas (a) que posteriormente são seccionadas ou intrudidas por magma básico do BME-IV que origina diques, soleiras e possivelmente derrames sobrepostos ou em contato lateral com as mesas ácidas (b). Observa-se que os condutos que construíram as mesas foram utilizados pelos magmas básicos. Em (c) observa-se a distribuição atual dos corpos vulcânicos e intrusivos rasos submetidos à erosão e ao basculamento regional do planalto sul.

10.0 CONCLUSÕES

No domínio da LIP Paraná-Etendeka, a região do planalto sul de Santa Catarina situa-se no flanco norte da Calha de Torres, feição tectônica que se alonga no sentido sudeste e estaria conectada à Bacia de Huab, na Namíbia, um apêndice da Bacia do Paraná.

No planalto sul existem dois principais platôs vulcânicos ácidos da Província Magmática do Paraná, denominados de Serra da Farofa e de São Joaquim. Além destas áreas mais extensas, as rochas ácidas ocupam pontualmente dezenas de morros-testemunhos espalhados pelo planalto até os desfiladeiros orientais da Serra Geral, onde a ocorrência de rochas ácidas se expande localmente formando o Platô de Santa Bárbara, a ocorrência mais elevada destas rochas em toda a PMPE. A correlação destes platôs isolados permite remontar uma sequência vulcânica com no mínimo 8.000 km² e 1.200 km³ de lavas ácidas do Tipo Palmas (ATP), a qual se estendia e se conectava com as formações vulcânicas do Subgrupo Etaka do Grupo Etendeka.

A parte superior da estratigrafia do flanco norte da Calha de Torres engloba os últimos 200 m de rochas básico-intermediárias antes da sequência ácida e os 140 m de rochas ácidas sobrepostos. Essas duas sequências correspondem, respectivamente, ao Episódio Vulcânico Básico III (BVE-III) e Episódio Vulcânico Ácido II (AVE-II) da estratigrafia da Calha de Torres. Os fluxos vulcânicos ácidos extravasaram acima de um campo de derrames predominantemente *rubbly pahoehoe*. Os derrames são formados principalmente por magma semelhante ao do tipo Gramado. O topo dessa sequência é marcado pelo aparecimento de derrames formados por magma semelhantes ao do tipo Esmeralda. Regionalmente as rochas estudadas são classificadas como do Tipo1 de Licht (2016).

O Platô de São Joaquim faz parte do AVE-II e é formado por no mínimo oito mesas vulcânicas de composição dacítica, algumas delas sobrepostas e outras com contatos laterais. A arquitetura interna e a geometria destas unidades são semelhantes. Observam-se níveis basais de espessura decimétrica formados por *pitchstones* com amígdalas oblatas. Estes níveis teriam funcionado como esteiras isolantes para o deslocamento do restante da lava acima destes. A porção basal da unidade vulcânica, com espessura entre 5 a 20 m, é formada por dacitos hipohialinos a hipocristalinos com disjunções em lajes ou dacitos com acamadamento ou fluxo magmático. O fluxo magmático é marcado pela orientação preferencial de fenocristais de piroxênio e plagioclásio que já estavam cristalizados quando

foram expulsos para a superfície. A direção de expansão das lavas foi inferida a partir das atitudes das disjunções em lajes e bandamentos. Essas estruturas envergam-se em direção ao topo da mesa vulcânica conforme se aproximam de suas margens. O centro da unidade é formado por dacitos maciços hipocristalinos devitrificados que podem atingir espessura de até 80 m. Ao passo que se avança para o topo na arquitetura da unidade, primeiramente ocorrem amígdalas esparsas indicando fluxo magmático e depois geodos em grandes quantidades. O topo da unidade é selado por camadas de *pitchstone* muito amigdaloidal e localmente brechas autoclásticas. Os limites laterais das unidades também registram essas feições e, ainda se observam camadas selantes de *pitchstones* maciços envelopando as extremidades estreitas e lobadas dos fluxos vulcânicos na forma de línguas de lavas.

As lavas do PSJ possuem teores de SiO_2 entre 66 e 70%, de TiO_2 entre 0,86 e 1,08%, de FeO_{tot} entre 4 e 7%, de P_2O_5 entre 0,26 e 0,35% e Cu entre 44 e 110 $\mu\text{g/g}$ e, portanto, são classificadas como do subtipo Caxias do Sul. A unidade vulcânica 2 compreende a porção basal de grande parte do PSJ e é correlacionada por geoquímica, arquitetura e estratigrafia com a Formação Wereldsend do Subgrupo Etaka. Propõe-se que unidades vulcânicas semelhantes sejam agrupadas no subtipo *Caxias do Sul Inferior*. As unidades do topo do PSJ são correlacionadas por geoquímica, estratigrafia e petrografia com a Formação Grootberg do Subgrupo Etaka. Sugere-se o uso do termo *Caxias do Sul Superior* para rochas semelhantes. A mesa exposta no topo do Platô de Santa Bárbara é formada por lavas do subtipo Anita Garibaldi e correlacionada com as rochas da Formação Beacon do Subgrupo Etaka.

As lavas dacíticas percorreram distâncias anormalmente longas (>10 km) tendo em vista sua composição (66-70% de SiO_2), configurando uma exceção nesse tipo de vulcanismo. A origem dessas mesas vulcânicas é atribuída ao extravasamento de lavas com baixo conteúdo de voláteis, de alta temperatura ($\cong 1.000\text{-}1.100^\circ\text{C}$ conforme literatura) com viscosidades mais baixas ($\cong 10^5$ a 10^6 Pas conforme literatura) que as apresentadas pelas lavas ácidas clássicas. A extensão das lavas do PSJ é conferida ao grande volume de magma eruptido, à moderada a rápida taxa efusiva e à alta capacidade de conservação do calor dessas lavas. As camadas de *pitchstone* do topo das mesas funcionaram como isolantes ao passo que a lava continuava a fluir pelo centro, prolongando assim o tempo e a distância a ser percorrida pela lava. As erupções poderiam ter sido relativamente lentas.

As lavas foram extravasadas a partir de fissuras provavelmente muito extensas, da ordem de dezenas de quilômetros de comprimento, organizadas em feixes que podiam se prolongar por centenas de quilômetros. As erupções ocorreram por fontes fumegantes ou por efusão contínua das lavas. Esse cenário criou mesas vulcânicas sobrepostas e interdigitadas umas às outras. A ausência ou raridade de condutos vulcânicos alimentadores deste vulcanismo ácido fissural é explicada pela retomada do vulcanismo básico, o qual teria aproveitado as estruturas alimentadoras para carregar novos derrames na superfície acima da sucessão ácida. Esse Episódio Vulcânico Básico IV é registrado através de soleiras e diques formados por magmas semelhantes aos tipos Pitanga e Esmeralda que seccionam ou se encaixam no AVE-II. Contudo não sobraram registros de derrames basálticos sobrepostos ao AVE-II.

Na Namíbia, onde o clima semi-árido permite uma exposição de afloramentos por longas extensões, vislumbra-se a geometria tabular e aspecto contínuo e homogêneo da sequência ácida da PMPE. Essa observação, aliada à ausência de domos no Grupo Etendeka pode ter sido mais um elemento a conduzir alguns autores a considerar a sequência como inteiramente formada por reoignimbritos. De fato, algumas das unidades em Etendeka são compostas por reoignimbritos, como a Formação Bersig e, possivelmente a Formação Goboboseb. Porém, a ocorrência de lavas não pode ser descartada. O Platô de Grootberg tem características de uma mesa vulcânica como as descritas em São Joaquim, sem feições piroclásticas preservadas.

As seguintes características permitem classificar as rochas do Platô de São Joaquim como originadas a partir de lavas verdadeiras: (1) geometria das unidades em forma de mesas vulcânicas espessas (100-140 m), extensas ($\cong 2$ a 40 km) e tabulares com terminações lobadas e línguas de lavas envelopadas por camadas de vidro vulcânico; (2) razões de aspecto compatíveis com lavas dacíticas de alta temperatura, da ordem de 1/400 semelhantes à de outros campos vulcânicos, como Snake River Plain; (3) contato basal irregular com camada de vidro vulcânico com amígdalas oblatas e desprovido de feições piroclásticas; (4) topo das unidades muito amigdaloidais; (4) brechas autoclásticas de ocorrência restrita, o que pode ser explicado pela autodigestão das brechas durante o avanço das lavas; (6) fluxo de amígdalas envolvendo fragmentos brechados; (7) minerais mal formados com hábitos esqueletais (cristais ocos e com terminações em cúspide), os quais poderiam ter se formado apenas a partir da cristalização de líquidos; (8) presença localizada

de rochas muito vesiculadas (provavelmente antigos púmices) gerados nas partes distais das lavas, quando estas já estavam mais viscosas e (9) ausência de níveis menos ou não soldados.

O conjunto de estruturas, texturas e feições encontrado no Platô de São Joaquim corrobora a hipótese de uma gênese a partir de fluxos de lavas de alta temperatura. Mesas vulcânicas de grandes extensões, com porções centrais tabulares e margens lobadas, construídas por erupções volumosas e contínuas, configuraram o cenário vulcânico da região de São Joaquim e possivelmente de todo o planalto sul de Santa Catarina.

11.0 REFERÊNCIAS

- ANDREWS, G. D. M.; BRANNEY, M. J. Emplacement and rheomorphic deformation of a large rhyolitic ignimbrite: Grey's Landing, southern Idaho. **Geological Society of America Bulletin**, v. 123, p. 725-743, 2011.
- BASILEVSKAYA, E. A.; NEUKUM, G.; HRSC CO-INVESTIGATOR TEAM. The Olympus Volcano on Mars: Geometry and Characteristics of Lava Flows. **Solar System Research**, v. 40, n. 5, p. 375-383, 2006.
- BARRETO, C. J. S.; LIMA, E. F. de; SCHERER, C. M.; ROSSETTI, L. M. M. Lithofacies analysis of basic lava flows of the Paraná igneous province in the south hinge of Torres Syncline, Southern Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 285, p. 81-99, 2014.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; NARDY, A. J. R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E. M.; ROISENBERG, A. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. **Journal of Petrology**, v. 27, p. 915-944, 1996.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R.; ROISENBERG, A. High- and low-Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. **N. Jb. Miner. Abh**, v.150, p. 273-306, 1984.
- BESSER, M. L.; VASCONCELLOS, E. M. G.; NARDY, A. J. R. Platô de São Joaquim, Província Magmática do Paraná: Feições de Campo e Questões Genéticas. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 72, n. 1, p. 13-28, 2015.
- BLISSET, A. H.; CREASER, R. A.; DALY, S. J.; FLINT, R.B.; PARKER, A.J. Gawler Range volcanics. In: DREXEL, J.F., PREISS, W.V., PARKER, A.J. (eds.). The Geology of South Australia. Vol. 1, The Precambrian. Adelaide, **Geological Survey of South Australia Bulletin**, v. 54, p. 107–131, 1993.
- BONNICHSEN, B. **Chemical Composition of the Cougar Point Tuff and Rhyolite Lava Flows From the Bruneau-Jarbidge Eruptive Center, Owyhee Country, Idaho**. Idaho: 1982. 26 p. Technical Report 82-1, Idaho Geological Survey, University of Idaho.
- BONNICHSEN, B.; KAUFFMAN, D.F. 1982. Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho. **Special Paper of Geological Society America**, v. 212, p. 119–145.
- BRANNEY, M. J.; BONNICHSEN, B.; ANDREWS, G. D. M.; ELLIS, B.; BARRY, T. L.; MCCURRY, M. 'Snake River (SR)-type' volcanism at the Yellowstone hotspot track: distinctive products from unusual, high-temperature silicic super-eruptions. **Bulletin of Volcanology**, v. 70, p. 293-314, 2008.

BRANNEY, M. J.; KOKELAAR, B. P.; MCCONNELL, B. J. The Bad Step Tuff: a lava-like rheomorphic ignimbrite in a calc-alkaline piecemeal caldera, English Lake District. **Bulletin of Volcanology**, v. 53, p. 187-199, 1992.

BRANNEY, J. M.; KOKELAAR, P. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. **Bulletin of Volcanology**, v. 54, p. 504-520, 1992.

BRISTOW, J. W. Retracing Vulcan's fiery footsteps. **Nuclear Active**, v. 41, p. 30-37, 1989.

BRYAN, S. E.; PEATE, I. U.; SELF, S.; JERRAM, D. A.; MAWBY, M. R.; MARSH, J. S. (Goonie); MILLER, J. A. The largest volcanic eruptions on Earth. **Earth-Science Reviews**, v. 102, p. 207-229, 2010.

BRYAN, S. E.; RILEY, T. R.; JERRAM, D. A.; STEPHENS, C. J.; LEAT, P. T. Silicic volcanism: An undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. **Geological Society of America, Special Paper**, v. 362, p. 99-120, 2002.

CAS, R.A.F.; WRIGHT, J.V. **Volcanic Successions – modern and ancient – a geological approach to processes, products and sucessions**. 2. ed. Londres: Chapman & Hall, 1987.

COFFIN, M.F.; ELDHOLM, O. Volcanism and continental break-up: A global compilation of large igneous provinces. In: STOREY, B.C., ALABASTER, T. & PANKHURST, R.J. (eds.) **Magmatism and the Causes of Continental Break-up**. Londres: Geological Society, Special Publication v. 68, 1992. p. 17–30.

COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J. Classification and petrography of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin (Brasil). In: Piccirillo E.M., Melfi A.J. (eds) **The mesozoic flood volcanism of the Parana Basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico, 1988. p.1-600.

CORDANI, U. G.; VANDOROS, P. Basaltic rocks of the Paraná Basin. In: BIGARELLA J. J., BEKER R. D., PINTO J. D. (eds). **Problems in Brazilian Gondwana Geology**. International Symposium on the Gondwana Stratigraphy and Paleontology. Mar del Plata: 1967. p. 207-231.

CHMYZ L. **Aspectos vulcanogênicos das rochas ácidas do Tipo Palmas da Província Magmática do Paraná aflorantes no sudoeste paranaense**. 130 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2013.

CRAWFORD, M. L. Crystallization of plagioclase in mare basalts. **Proceedings of the Lunar Science Conference**, v.4, p. 705, 1973.

DAVIES, A. G.; KESZTHELYI, L. P.; HARRIS, A. J. L. The thermal signature of volcanic eruptions on Io and Earth. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 194, p. 75-99, 2010.

DAVIES, A. G.; LOPES-GAUTIER, R.; SMYTHE, W. D.; CARLSON, R. W. Silicate cooling model fits to *Galileo* NIMS data of volcanism on Io. **Icarus**, v. 148, p. 211-225, 2000.

DUFFIELD, W. A. Eruptive fountains of silicic magma and their possible effects on the tin content of fountain-fed lavas, Taylor Creek Rhyolite, **New Mexico. Geological Society of America, Special Paper**, v. 246, p. 251-261, 1990.

DURAI SWAMI, R.A.; GADPALLU, P.; SHAIKH, T.N.; CARDIN, N. *Pahoehoe- a'a'* transitions in the lava flow fields of the western Deccan Traps, India-implications for emplacement dynamics, flood basalt architecture and volcanic stratigraphy. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 84, p. 146-166, 2013.

ELLIS, B. S. **Cr terios de diferenciação entre lavas e ignimbritos soldados de alto grau** [mensagem pessoal]. Mensagem recebida por: <marcell.besser@cprm.gov.br>. 20 ago. 2015.

ELLIS, B. S.; WOLFF, J. A.; BOROUGHS, S.; MARK, D. F.; STARKEL, W. A.; BONNICHSEN, B. Rhyolitic volcanism of the central Snake River Plain: a review. **Bulletin of Volcanology**, v. 75, n. 745, p. 3-19, 2013.

ERLANK, A.J.; MARSH, J.S.; CUNCAN, A.R.; MILLER, R.McG.; HAWKESWORTH, C.J.; BETTON, P.J.; REX, D.C. Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWA/Namibia. In: Erlank, A.J. (Ed.), **Geological Society of South Africa Special Publication**, v. 13, p. 195-245, 1984.

ERNEST, R. E. **Large Igneous Provinces**. Reino Unido: Cambridge University Press, 2014.

EWART, A.; MILNER, S. C.; ARMSTRONG, A.; DUNCAN, A. R. Etendeka Volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part II: Voluminous Quartz Latite Volcanism of the Awahab Magma System. **Journal of Petrology**, v. 39, n. 2, p. 227-253, 1998.

EWART, A., MARSH, J. S., MILNER S. C., DUNCAN A. R., KAMBER B. S., ARMSTRONG A. Cretaceous Bimodal Continental Flood Volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 2: Characteristics and Petrogenesis of the High-Ti Latite and High-Ti and Low-Ti Voluminous Quartz Latite Eruptives. **Journal of Petrology**, v. 45, n. 1, p.107-138, 2004.

FRANK, H. T.; GOMES, M. E. B.; FORMOSO, L. L. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. **Pesquisas em Geociências**, v. 36, n. 1, p. 49-57, 2009.

FROZZA, M. E. 2015. **Estratigrafia, arquitetura de fácies e geoquímica da Formação Serra Geral da Serra do Rio do Rastro – SC**. Trabalho de Graduação (Bacharel em Geologia) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2015.

GARLAND, F.; HAWKESWORTH, J.; MANTOVANI, M. S. M. Description and Petrogenesis of the Paraná Rhyolites, Southern Brazil. **Journal of Petrology**, v. 38, n. 5, p. 1193-1227, 1995.

GORDON Jr., M. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Notas Preliminares e Estudos, DNPM/Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, 38 a:1-20p, 1947.

GREEN, J. C.; FITZ III, T. J. Extensive felsic lavas and rheognimbrites in the Keweenaw Midcontinent Rift plateau volcanic, Minnesota: petrographic and field recognition. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 54, p. 177-196, 1993.

HENRY, C. D.; WOLFF, J. A. Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. **Bulletin of Volcanology**, v. 54, p. 171-189, 1992.

HENRY, C. D.; PRICE, J. G.; RUBIN, J. N.; LAUBACH, S. E. Case study of an extensive silicic lava: the Bracks Rhyolite, Trans-Pecos, Texas. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 43, p. 113-132, 1990.

HENRY C.D., PRICE, J.G., PARKER, D.F., WOLFF, J.A. Mid-Tertiary silicic alkalic magmatism of Trans-Pecos Texas: rheomorphic tuffs and extensive silicic lavas. In: CHAPIN, C.E. & ZIDEK J. (eds), Field Excursions to Volcanic Terranes in the western United States, Southern Rocky Mountain Region, Volume 1. **New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Memoir**, v. 46, p. 231-274, 1989.

IBGE. **Manual Técnico da Vegetação Brasileira, n. 1**. In: Manuais técnicos em geociências. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2012.

IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, p. 523-548, 1971.

JANASI, V.A.; MONTANHEIRO, T. J.; FREITAS, V. A.; REIS, P. M.; NEGRI, F. A.; DANTAS, F. A. Geology, petrography and geochemistry of the acid volcanism of the Paraná Magmatic Province in the Piraju-Ourinhos region, SE Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, p. 745-759, 2007.

JERRAM, D.; MOUNTNEY, N.; HOLZFÖRSTER, F.; STOLLHOFEN, H. Internal stratigraphic relationships in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. **Journal of Geodynamics**, v. 28, p. 393-418, 1999.

LE MAITRE, R.W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LAMEYRE, J.; LE BAS, M.J.; SABINE, P.A.; SCHMID, R.; SORENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLLEY, A.R.; ZANETTIN, B. A **Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks**. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1989.

LICHT, O. A. B. A evolução do conhecimento sobre a Província Ígnea do Paraná – dos primórdios até 1950. **Revista do Instituto Geológico**, v. 35, n. 2, p. 71-106, 2014.

LICHT, O. A. B. 2016. A revised chemo-chrono-stratigraphic 4-D model for the extrusive rocks of the Paraná Igneous Province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research** (article in press), 23 p.

LIMA, E. F. de; PHILLIPP, R. P.; RIZZON, G. C.; WAICHEL, B. L.; ROSSETTI, L. de. M. Sucessões vulcânicas, modelo de alimentação e geração de domos de lava ácidos da Formação Serra

Geral na região de São Marcos-Antônio Prado (RS). **Geologia (USP)**, v. 12, n. 2, p. 49-64, 2012.

LOFGREN G. An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. **American Journal of Science**, v. 274, p. 243-273, 1974.

LUCHETTI, A. C. F. **Vulcanologia e Petrologia das Rochas Vulcânicas Ácidas da Província Magmática do Paraná**. 128 p. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, São Paulo, 2015.

MACHADO, F. B. **Geologia e possíveis zonas de efusão do magmatismo ácido cretácico da Bacia do Paraná**. 94 p. Monografia de conclusão de curso (Graduação em Geologia), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual de São Paulo, 2003.

MAHONEY, J. J.; COFFIN, M. F. (eds). **Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism**. Washington: Geophysical Monograph 100 (American Geophysical Union), 1997.

MANLEY, C. R. Extended cooling and viscous flow of large, hot rhyolite lavas: implications of numerical modeling results. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 53, p. 27–46, 1992.

MANLEY, C. R. **On voluminous rhyolite lava flows**. 314 p. PhD thesis, Arizona State University, Tempe, 1994.

MANLEY, C. R. How voluminous rhyolite lavas mimic rheomorphic ignimbrites: eruptive style, emplacement conditions, and formation of tuff-like textures. **Geology**, v. 23, p. 349–352, 1995.

MANLEY, C. R. In situ formation of welded tuff-like textures in the carapace of a voluminous silicic lava flow, Owyhee County, SW Idaho. **Bulletin of Volcanology**, v. 57, p. 672-686, 1996 (b).

MANLEY, C. R. Physical volcanology of a voluminous rhyolite lava flow: the Badlands Lava, Owyhee Plateau, SW Idaho. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 71, p. 129–153, 1996 (a).

MARSH, J.S.; MILNER, S. C. Stratigraphic correlation of the Awahab and Tafelberg Formations, Etendeka Group, Namibia, and location of an eruptive site for flood basalt volcanism. **Journal of African Earth Sciences**, v. 48, n. 5, p. 329-340, 2007.

MARSH, J.S.; EWART, A.; MILNER, S. C.; DUNCAN, A. R.; MILLER, S. C. The Etendeka Igneous Province: magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. **Bulletin of Volcanology**, v. 62, p. 464-486, 2001.

MCPHIE, J.; DELLAPASQUA, F.; ALLEN, S. R.; LACKIE, M. A. Extreme effusive eruptions: Palaeoflow data on an extensive felsic lava in the Mesoproterozoic Gawler Range Volcanics. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 172, p. 148-161, 2008.

MCPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. **Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks**. Hobart: University of Tasmani, 1993.

MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M.; NARDY, A. J. R. **Geological and magmatic aspects of the Parana Basin: an introduction**. In: PICCIRILLO E. M. & MELFI, A. J. (eds.). The Mesozoic Flood Volcanism of the Parana Basin: petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo: USP, 1988.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANCA, A. B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, p. 265-287, 2007.

MILLER, R. MCG. **The Geology of Namibia, Volume 3: Palaeozoic to Cenozoic**. Windhoek: Ministry of Mines and Energy, Geological Survey, 2008.

MILNER, S. C.; DUNCAN, A. R.; WHITINGHAM, A. M.; EWART, A. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Parará-Etendeka igneous province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 69, n. 137-157, 1995.

MILNER, S. C. The Geological and volcanological features of the quartz latites of the Etendeka Formation. **Communs Geol. Surv. S. W. Africa/Namibia**, v. 2, p. 101-110, 1986.

MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R.; EWART, A. Quartz latite rheoignimbrite flows of the Etendeka Formation, north-western Namibia. **Bulletin of Volcanology**, v. 54, p. 200-219, 1992.

MOUGINIS-MARK, P. J.; ROBINSON, M. S. Evolution of the Olympus Mons Caldera, Mars. **Bulletin of Volcanology**, v.54, p. 347-360, 1992.

MURCIA, H. F.; BORRERO, C. A.; PARDO, N.; ALVARADO, G.; ARNOSIO, M.; SCOLAMACCHIA, T. Depósitos volcanoclásticos: Términos y conceptos para una clasificación en Español. **Revista Geológica de América Central**, v. 48, p. 15-39, 2013.

MUZIO, R.; MORALES, E.; VEROSLAVSKY, G.; CONTI, B. The Arequita Formation (Lower Cretaceous): Petrographic features of the volcanic facies in the Laguna Merín Basin, East Uruguay. **Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis**, v. 16, n. 1, p. 19-28, 2009.

NARDY, A.J.R.; ROSA, M.C.; LUCHETTI, A.C.F.; FERREIRA, M.L.C.; MACHADO, F.B.; OLIVEIRA, M.A.F. Parâmetros físicos pré-eruptivos do magmatismo ácido da Província Magmática do Paraná: resultados preliminares. **Geociências**, v. 30, n. 4, p. 575-588, 2011.

NARDY, A. J. R.; MACHADO, F. B.; OLIVEIRA, M. A. F. de. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 1, p. 178-195, 2008.

NARDY, A. J. R.; OLIVEIRA, M. A. F.; BETANCOURT, R. H. S.; VERDUGO, D. R. H.; MACHADO, F. B. Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. **Geociências**, v. 21, p. 15-32, 2002.

NEUKUM, G.; JAUMANN, R.; HOFFMAN, H.; HAUBER, E.; HEAD, J. W.; BASILEVSKY, A. T.; IVANOV, B. A.; WERNER, S. C.; VAN GASSELT, S.; MURRAY, J. B.; MCCORD, T.; THE HRSC CO-INVESTIGATOR TEAM. Recent and episodic volcanic and glacial activity on Mars revealed by the High Resolution Stereo Camera. **Nature**, v. 432, p. 971-979.

PANKHURST, M.J.; SCHAEFER, B.F.; BETTS, P.G. Geodynamics of rapid voluminous felsic magmatism through time. **Lithos**, v. 123, p. 92–101, 2011.

PANKHURST, R.J.; LEAT, P.T.; SRUOGA, P.; RAPELA, C. W.; MÁRQUEZ, M.; STOREY, B. C.; RILEY, T. R. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 81, p. 113–136, 1998.

PEATE, D.W. **Stratigraphy and Petrogenesis of the Paraná Continental Flood Basalts, Southern Brazil**. 359 p. PhD Thesis. London: Open University, 1989.

PEATE, D. W. **The Paraná-Etendeka Province**. In: MAHONEY J.J. & COFFIN M. (eds) Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism. Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. 100: 217-245, 1997.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTONAVI, M. S.; ROGERS, N. W.; TURNER, S. P. Petrogenesis and Stratigraphy of the High-Ti/Y Urubici Magma Type in the Paraná Flood Basalt Province and Implications for the Nature of ‘Dupal’-Type Mantle in the South Atlantic Region. **Journal of Petrology**, v. 40, n. 3, p.451-473, 1999.

PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology**, v. 55, p. 119–139, 1992.

PETERSON, D. W.; TILLING, R. I. Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea Volcano, Hawaii: field observations and key factors. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 7, p. 271-293, 1980.

PETRINI, R.; CIVETTA, L.; LACUMIN, P.; LONGINELLI, A.; BELLIERE, G.; COMIN-CHARAMONTI, P.; ERNESTO, N.; MARQUES, L. S.; MELFI, A.; PACCA, I.; PICCIRILLO, E. M. High temperature flood silicic lavas from the Parana Basin (Brasil). **New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Bulletin**, v. 131, p. 213, 1989.

PICCIRILLO, E. M.; MELFI A. J. **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin – petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo: USP, 1988.

PICCIRILLO, E. M.; RAPOSO, M. I. B.; MELFI, A.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLIERE, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná Basin (Brazil): K-Ar age, Sr-isotopes and geochemistry. **Geochimica Brasiliensis**, v.1, p. 53-69, 1987.

PINTO, V. M.; HARTMANN, L. A.; SANTOS, J. O. S.; MCNAUGHTON, N. J.; WILDNER, W. Zircon U-Pb geochronology from the Paraná bimodal volcanic province support a brief eruptive cycle at ~135 Ma. **Chemical Geology**, v. 281, p. 93-102, 2011.

POLO, L. A.; JANASI, V. de A. Volcanic stratigraphy of intermediate to acidic rocks in southern Paraná Magmatic Province, Brazil. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, v. 14, n. 2, p. 83-100, 2014.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FAMBRINI, G. L. Early Cretaceous Jacuí Group, a newly discovered volcanoclastic-epiclastic accumulation at the top of the Paraná Basin, southern Brazil. **Cretaceous Research**, v. 59, p. 111-128, 2016.

ROISENBERG, A. **Petrologia e geoquímica do vulcanismo ácido mesozoico da Província Meridional da Bacia do Paraná**. 285 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1989.

ROSSETTI, L. M.; LIMA, E. F.; WAICHEL, B. L.; SCHERER, C. M.; BARRETO, C. Stratigraphical framework of basaltic lavas in Torres Syncline main valley, southern Parana-Etendeka Volcanic Province. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 56, p. 409-421, 2014.

SAGAN, C. Sulphur flows on Io. **Nature**, v. 280, p. 750-753, 1979.

SCHMINCKE, H-U.; SWANSON, D. L. Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canada, Canary Islands. **Journal of Geology**, v. 75, p. 641-664, 1967.

SELF, S.; SILVA, S. L. de; CORTÉS, J. A. Enigmatic clastogenic rhyolitic volcanism: The Corral de Coquena spatter ring, North Chile. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 177, p. 812-821, 2008.

SIMÕES, M. S.; ROSSETTI, L. de M.; LIMA, E. F. de; RIBEIRO, B. P. The role of viscosity in the emplacement of high-temperature acidic flows of Serra Geral Formation in Torres Syncline (Rio Grande do Sul State, Brazil). **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 4, p. 669-679, 2014.

SOMMER, C. A.; LIMA, E. F.; MACHADO, A.; ROSSETTI, L. M. R.; PIEROSAN, R. Recognition and characterisation of high-grade ignimbrite from the neoproterozoic rhyolitic volcanism in southernmost Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 47, p. 152-165, 2013.

SOMMER, C. A.; LIMA, E. F. de; PIEROSAN, R.; MACHADO, A. Reoignimbritos e ignimbritos de alto grau do vulcanismo Acampamento Velho, RS: origem e temperatura de formação. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 3, p. 420-435, 2011.

THIEDE, D. S.; VASCONCELOS, P. M. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. **Geology**, v. 38, p. 747-750, 2010.

UMANN, L. V.; LIMA, E. F.; SOMMER, C. A.; LIZ, D. Vulcanismo ácido da região de Cambará do Sul, RS: Litoquímica e discussão sobre a origem dos depósitos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 357-364, 2001.

USGS. Disponível em: <https://geomaps.wr.usgs.gov/parks/misc/glossaryuv.html>. Acesso em: 21/01/2017.

WAICHEL, B. L.; JERRAM, D. A. 3D Model of the Torres Syncline in the Paraná-Etendeka Province, South Atlantic Margin. In: AGU FALL MEETING, San Francisco, **Abstract** T33F-2999, San Francisco: 2015.

WAICHEL, B. L.; LIMA, E. F.; VIANA, A.; SCHERER, C. M.; BUENO, G. V.; DUTRA, G. Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná-Etendeka Continental Flood Basalt Province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 216, p. 74-82, 2012.

WAICHEL, B. L.; LIMA, E. F.; SOMMER, C. A. Tipos de Derrame e Reconhecimento de Estruturas nos Basaltos da Formação Serra Geral: Terminologia e Aspectos de Campo. **Pesquisas em Geociências**, v. 33, n. 2, p. 123-133, 2006.

WANKE, A. **História geológica da Namíbia**. Awahab, Deserto do Namib, 17 ago. 2016. Infomação verbal.

WATERS, L. E.; ANDREWS, B. J.; LANGE R, A. Rapid Crystallization of Plagioclase Phenocrysts in Silicic Melts during Fluid-saturated Ascent: Phase Equilibrium and Decompression Experiments. **Journal of Petrology**, v. 56, n. 5, p. 981-1006, 2015.

WILSON, L.; HEAD, J. W. Tephra deposition on glaciers and ice sheets on Mars: Influence on ice survival, debris content and flow behavior. **Journal of Geophysical Research**, v. 185, p. 290-297, 2009.

WHITE, I.C. Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. DNPM, Rio de Janeiro. Parte I:1-300, Parte II:301-617, 1908, 1988.

WHITE, J.D.L.; BRYAN, S.E.; ROSS, P.-S.; SELF, S.; THORDARSON, T. **Physical volcanology of continental large igneous provinces: update and review**. In THORDARSON, T.; SELF, S.; LARSEN, G.; ROWLAND, S.K.; HOSKULDSSON, A. (eds.), *Studies in Volcanology: The Legacy of George Walker*. London: Geological Society, Special Publication of IAVCEI, v. 2, n. 291–321, 2009.

WHITTINGHAM, A. M. Geological features and geochemistry of the acidic units of the Serra Geral Formation, South Brazil. **IAVCEI Abstracts**. Santa Fé: 1989. p. 293.

WOLFF, J.A.; WRIGHT, J.V. Rheomorphism of welded tuffs. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 10, p. 13-34, 1981.

ZHANG, Y. H₂O in rhyolitic glasses and melts: Measurement, speciation, solubility and diffusion. **Reviews of Geophysics**, v. 37, p. 493-516, 1999.

12.0 APÊNDICES

12.1 TABELAS DE DADOS LITOGEOQUÍMICOS (DADOS SEM TRATAMENTO)

Óxidos (% peso)

Província Magmática do Paraná

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Soma
SJ-05	69,18	0,85	12,16	4,89	0,11	1,34	2,88	3,02	4,30	0,27	1,00	99,99
SJ-10	68,52	0,95	12,75	4,95	0,11	1,17	2,97	3,28	4,03	0,28	1,01	100,01
SJ-12	68,80	0,88	12,18	4,81	0,14	1,25	2,90	2,90	4,54	0,29	1,32	100,00
SJ-15-B	67,79	0,96	13,02	6,29	0,11	1,35	3,32	3,05	3,91	0,29	0,49	100,56
SJ-17	67,21	0,94	12,58	5,37	0,11	1,79	2,77	3,14	3,98	0,27	1,85	100,01
SJ-18	50,38	3,57	13,28	14,00	0,17	4,14	7,79	2,93	1,82	0,56	1,35	99,99
SJ-22	67,93	0,95	12,75	6,35	0,12	0,93	2,70	2,95	4,22	0,27	0,85	100,00
SJ-28-D	52,26	2,04	12,90	15,94	0,20	4,09	7,73	2,79	1,31	0,24	0,54	100,04
SJ-30	65,92	0,96	13,89	5,56	0,12	1,30	2,82	3,60	4,52	0,31	1,00	100,01
SJ-32	66,70	0,92	12,87	5,79	0,10	1,16	3,82	2,91	3,38	0,29	2,08	100,00
SJ-36	67,44	1,06	12,88	5,08	0,11	1,13	2,71	3,43	4,20	0,34	1,62	100,00
SJ-40	69,02	0,91	12,31	5,96	0,11	1,31	2,95	2,82	3,61	0,26	0,89	100,15
SJ-44	67,46	0,92	12,60	6,08	0,11	1,44	2,59	2,73	4,64	0,26	0,97	99,80
SJ-45	53,58	1,53	13,86	12,84	0,19	4,52	8,42	2,90	0,87	0,22	1,12	100,06
SJ-48	68,24	0,91	12,44	5,14	0,10	1,31	2,35	2,89	4,40	0,27	1,92	99,99
SJ-52	69,29	0,86	12,34	5,58	0,10	1,15	2,36	2,52	4,36	0,26	1,21	100,04
SJ-54	66,37	0,95	12,80	5,09	0,11	1,30	3,49	3,68	3,37	0,28	2,57	100,00
SJ-55A	66,51	0,94	12,86	5,08	0,11	1,26	3,53	3,64	3,30	0,27	2,52	100,01
SJ-58	68,96	0,87	12,67	5,66	0,11	1,18	2,97	2,95	4,04	0,26	0,52	100,19
SJ-64	50,72	1,32	14,39	12,56	0,21	6,01	9,89	2,37	0,52	0,18	1,29	99,46
SJ-65	67,86	0,90	12,91	5,75	0,09	0,98	2,12	2,91	4,38	0,26	1,40	99,56

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Soma
SJ-74	53,30	1,39	13,57	12,37	0,19	4,71	8,55	2,64	1,33	0,20	1,76	100,00
SJ-77	53,89	1,40	13,49	12,94	0,20	4,70	8,46	2,91	1,20	0,21	0,62	100,01
SJ-82	68,44	0,89	12,85	5,69	0,10	1,14	1,82	2,37	4,55	0,26	2,12	100,23
SJ-83	68,73	0,89	12,67	5,43	0,05	1,01	2,31	2,59	4,60	0,26	1,45	99,98
SJ-88B	68,91	0,89	12,27	4,95	0,10	1,67	2,69	2,96	3,94	0,27	1,36	100,00
SJ-104	65,99	0,92	13,11	5,83	0,11	1,67	3,18	3,09	4,12	0,28	1,71	100,00
SJ-105A	69,09	0,97	12,72	4,27	0,08	1,13	2,23	3,42	4,43	0,29	1,37	100,00
SJ-105D	65,93	0,90	13,29	4,99	0,10	1,58	3,63	3,43	2,80	0,28	3,07	100,01
SJ-107	53,13	1,71	12,52	15,34	0,18	3,39	7,64	2,96	1,04	0,27	1,82	99,99
SJ-108	67,44	0,96	13,12	5,73	0,10	0,98	2,16	3,07	4,12	0,27	2,04	99,99
SJ-118	68,07	0,94	12,62	5,04	0,11	1,43	2,65	3,06	4,76	0,28	1,04	100,00
SJ-119	68,04	1,00	12,77	5,42	0,09	1,15	2,88	3,45	3,66	0,29	1,28	100,02
SJ-120	67,84	0,96	12,48	5,57	0,11	1,17	2,41	3,51	3,81	0,28	1,85	100,00
SJ-121	51,46	1,38	13,41	13,47	0,19	5,77	9,96	2,74	0,77	0,17	0,67	100,00
SJ-123	66,92	0,95	12,86	5,43	0,12	1,51	2,60	3,23	4,27	0,28	1,85	100,02
SJ-125	67,74	0,96	12,47	5,57	0,12	1,68	3,66	3,38	3,54	0,28	0,59	99,99
SJ-228-A	66,38	0,94	12,82	6,10	0,10	1,28	3,48	3,44	2,80	0,27	2,77	100,37
SJ-228-B	48,64	3,77	13,94	14,25	0,16	3,33	7,70	2,28	1,45	0,57	3,92	100,00
SJ-229-A	51,02	3,69	13,09	14,52	0,18	3,92	7,74	2,71	1,88	0,57	0,76	100,07
SJ-230-A	52,66	1,35	14,01	12,56	0,18	4,99	9,25	2,37	0,61	0,19	2,19	100,36
SJ-235	53,78	1,73	12,93	14,08	0,20	3,43	7,71	2,48	1,03	0,25	2,32	99,93
SJ-237	52,73	1,32	13,86	12,68	0,18	5,11	8,93	2,49	1,03	0,18	1,47	100,00
SJ-240	67,81	1,05	13,09	5,60	0,08	0,89	2,61	3,10	3,93	0,33	1,40	99,90
SJ-241	68,27	0,88	12,65	5,68	0,11	1,26	2,93	2,94	4,07	0,26	0,87	99,91
SJ-244	68,49	0,88	12,59	5,70	0,12	1,28	2,96	3,07	3,77	0,26	0,65	99,78
SJ-254	66,95	0,95	12,78	6,17	0,11	1,40	3,19	3,13	3,92	0,27	0,93	99,80

Província Magmática de Etendeka

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Soma
EK-GB	49,61	0,91	14,80	10,53	0,15	7,69	11,65	2,04	0,69	0,10	1,45	99,61
EK-GP	59,76	2,16	13,14	10,40	0,14	1,78	3,80	2,25	4,32	0,34	1,47	99,55
EK-GT	67,94	0,90	12,48	5,88	0,12	1,23	3,03	2,92	3,88	0,26	0,90	99,55
EK-SC	66,64	0,93	13,00	6,16	0,05	1,24	2,51	2,93	4,26	0,26	1,70	99,68
EK-SP	65,61	0,92	12,89	6,35	0,11	1,11	3,28	4,24	1,29	0,26	3,73	99,79
EK-GBC	57,15	1,65	12,92	13,03	0,17	2,40	5,81	2,64	2,69	0,22	1,00	99,68
EK-GBP	65,08	0,99	12,70	7,11	0,11	1,05	3,38	3,59	2,71	0,29	2,69	99,71
EK-AS	65,70	0,91	12,70	6,34	0,10	1,29	2,40	2,83	4,27	0,26	2,81	99,61

Elementos Traço (µg/g)**Província Magmática do Paraná**

Amostra	Cr	Ni	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	Cu	Zn	Co	V	Ga	La	Ce
SJ-05	122	9	624	140	148	230	35	18	45	73	6	89	20	42	82
SJ-10	67	8	603	137	149	227	36	19	73	74	11	93	20	44	83
SJ-12	55	18	650	159	131	233	43	17	67	77	9	82	19	45	103
SJ-15-B	< 2	9	583	156	129	258	33	22	60	66					
SJ-17	36	6	534	131	147	232	36	19	79	68	11	93	21	42	81
SJ-18	59	40	607	36	448	218	32	24	99	92	34	325	22	43	97
SJ-22	< 2	9	637	173	120	269	36	24	69	74					
SJ-28-D	31	30	268	44	176	150	58	15	207	106					
SJ-30	11	9	698	144	149	248	37	20	70	75	12	86	21	49	87
SJ-32	114	7	528	76	191	244	37	23	59	78	9	90	19	47	89
SJ-36	30	5	646	136	140	254	53	19	110	75	8	72	20	57	106
SJ-40	< 2	8	633	153	121	249	70	29	59	70					

Amostra	Cr	Ni	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	Cu	Zn	Co	V	Ga	La	Ce
SJ-44	< 2	4	862	171	95	249	55	27	66	64					
SJ-45	26	26	347	53	219	148	29	17	144	96					
SJ-48	65	5	742	162	128	228	57	12	88	117	13	95	20	52	89
SJ-52	< 2	6	620	164	100	253	33	24	54	68					
SJ-54	44	8	544	134	166	234	36	20	82	76	9	91	19	48	103
SJ-55A	42	5	573	132	168	235	37	21	79	75	11	94	20	43	83
SJ-58	< 2	5	609	170	122	252	33	24	44	64					
SJ-64	55	46	239	18	236	108	21	12	153	85					
SJ-65	< 2	5	712	181	100	274	42	27	45	70					
SJ-74	34	35	309	26	274	122	29	10	123	91	34	345	20	16	43
SJ-77	87	30	356	40	229	128	28	10	146	93	39	359	20	33	48
SJ-82	< 2	7	819	188	90	274	45	25	49	98					
SJ-83	< 2	7	827	181	114	284	41	26	50	82					
SJ-88B	121	8	662	132	136	222	54	15	71	76	11	106	20	36	88
SJ-104	43	6	644	145	139	236	43	19	56	78	12	80	19	44	89
SJ-105A	44	7	574	145	123	240	42	19	91	80	13	74	18	47	74
SJ-105D	32	5	650	195	184	246	52	14	84	79	11	82	19	55	108
SJ-107	50	19	366	30	202	143	33	11	171	98	33	312	20	36	60
SJ-108	58	7	637	144	118	235	72	13	59	78	13	94	21	48	104
SJ-118	59	7	836	151	130	229	43	17	75	73	14	98	20	46	101
SJ-119	35	5	618	132	147	233	41	17	87	72	13	98	21	47	85
SJ-120	35	6	644	140	137	232	47	15	77	65	10	89	20	60	100
SJ-121	98	51	143	17	172	86	28	5	146	92	38	399	20	11	21
SJ-123	18	4	560	147	119	232	36	20	83	80	14	93	19	46	105
SJ-125	81	6	652	127	151	229	37	18	88	71	11	109	20	48	88
SJ-228-A	< 2	9	579	148	143	259	34	24	61	70					
SJ-228-B	41	43	789	47	542	316	50	26	143	133					

Amostra	Cr	Ni	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	Cu	Zn	Co	V	Ga	La	Ce
SJ-229-A	22	34	600	45	512	289	42	25	124	102					
SJ-230-A	26	33	234	19	221	123	22	13	112	94					
SJ-235	3	20	260	68	200	170	34	15	173	102					
SJ-237	28	37	241	30	232	118	22	13	126	90					
SJ-240	< 2	8	633	162	116	289	41	26	97	82					
SJ-241	< 2	4	568	163	118	256	31	24	49	63					
SJ-244	< 2	3	548	151	124	254	32	24	47	64					
SJ-254	< 2	5	966	173	122	256	36	24	65	69					

Província Magmática de Etendeka

Amostra	Cr	Ni	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	Cu	Zn	Co	V	Ga	La	Ce
EK-GB	249	89	94	28	149	55	14	7	108	68					
EK-GP	< 2	3	931	139	227	348	55	19	16	127					
EK-GT	< 2	7	806	152	131	247	34	23	61	68					
EK-SC	< 2	4	675	164	129	283	36	23	19	68					
EK-SP	< 2	6	640	264	172	280	49	24	19	80					
EK-GBC	8	7	407	95	164	200	36	15	51	106					
EK-GBP	< 2	4	666	140	150	290	38	24	21	85					
EK-AS	< 2	4	665	163	125	279	36	23	19	77					

12.2 TABELA DE AFLORAMENTOS (REGIÃO DO PLATÔ DE SÃO JOAQUIM E NAMÍBIA)

Região de São Joaquim (UTM 22S)

Afloramento (SJ)	UTM E	UTM N	Altitude
1	607452	6873006	1410
2	602163	6872202	1247
3	602452	6871976	1273
4	602324	6871596	1324
5	602149	6871485	1347
6	602192	6871482	1357
7	602235	6871440	1370
8	602257	6871433	1380
9	602258	6871427	1388
10	602400	6871427	1411
11	602125	6871569	1312
12	602175	6871607	1310
13	602496	6871793	1307
14	602268	6871703	1297
15	602955	6871101	1382
16	604058	6871226	1423
17	604006	6871278	1420
18	604384	6870993	1404
19	604424	6870784	1414
20	604386	6870895	1400
21	604438	6870673	1392
22	604437	6870673	1392
23	598225	6868259	1352
24	598186	6868241	1370
25	598138	6868164	1388
26	598078	6868148	1400
27	597398	6867220	1376
28	594844	6865874	1318
29	596870	6866810	1335
30	603549	6868440	1312
31	603225	6867803	1271
32	601777	6864509	1287
33	601821	6864219	1303
34	601815	6864106	1315
35	603616	6868194	1301

Região de São Joaquim (UTM 22S)

Afloramento (SJ)	UTM E	UTM N	Altitude
36	562117	6858283	1064
37	565360	6857713	1112
38	566315	6857386	1118
39	567135	6857740	1111
40	569696	6857947	1069
41	570762	6854844	959
42	570568	6854658	938
43	570417	6854361	920
44	569296	6852645	773
45	569330	6853221	821
46	571118	6855490	1003
47	572381	6856549	1072
48	574941	6859030	1146
49	576777	6858690	1126
50	580043	6858345	1152
51	580759	6858793	1200
52	584821	6859390	1139
53	585411	6859458	1163
54	587302	6859430	1180
55	589530	6858173	1777
56	606029	6859922	1058
57	605590	6859260	1211
58	605540	6859252	1231
59	605176	6859249	1271
60	604730	6859368	1336
61	603924	6857687	1254
62	604335	6856076	1288
63	603832	6855447	1213
64	603935	6855316	1184
65	603824	6855531	1222
66	603298	6862447	1380
67	602368	6862863	1368
68	601735	6863310	1295
69	606119	6870015	1361
70	608019	6869993	1360

Região de São Joaquim (UTM 22S)

Afloramento (SJ)	UTM E	UTM N	Altitude
71	608302	6868759	1332
72	609018	6868912	1207
73	609891	6868322	1259
74	610131	6867934	1290
75	611582	6867284	1296
76	605807	6869380	1385
77	586588	6869490	1069
78	586600	6868738	1152
79	586419	6867650	1206
80	580616	6866885	1076
81	578350	6867210	1086
82	578603	6867235	1106
83	579271	6867142	1124
84	579433	6867212	1183
85	579239	6867199	1122
86	580772	6866791	1110
87	581558	6866805	1141
88	582096	6866913	1175
89	582991	6867317	1214
90	583810	6867726	1220
91	584157	6867839	1187
92	585407	6867827	1181
93	586103	6867361	1212
94	586761	6867234	1246
95	586986	6867405	1228
96	587279	6867155	1250
97	587999	6867133	1271
98	590105	6866822	1267
99	591183	6866601	1264
100	591918	6865700	1217
101	592143	6865607	1202
102	593440	6865541	1228
103	596735	6866798	1343
104	605171	6870927	1373
105	606090	6872227	1445

Região de São Joaquim (UTM 22S)

Afloramento (SJ)	UTM E	UTM N	Altitude
106	613919	6876076	1530
107	613795	6876034	1534
108	613795	6875839	1560
109	614941	6876066	1610
110	611243	6877341	1550
112	610914	6876674	1417
115	605228	6868616	1410
116	613308	6872729	1310
117	612646	6874901	1487
118	614176	6870763	1507
119	634421	6884367	1647
120	637354	6883847	1657
121	637350	6883840	1655
123	612238	6876879	1506
125	611262	6877221	1520
127	610180	6876199	1450
228	606132	6872283	1458
229	606334	6872295	1425
230	608378	6872987	1420
231	605997	6875894	1372
232	605906	6576633	1314
233	605672	6876963	1268
234	605959	6873566	1382
235	605904	6873240	1429
237	608286	6868961	1306
240	642911	6881874	1704
241	597107	6859174	1199
242	597330	6859068	1186
243	597403	6859034	1668
244	579052	6859236	1220
245	597003	6859338	1241
246	596502	6858124	1201
247	596760	6857752	1159
248	597148	6856883	1184
249	597324	6855946	1141

Região de São Joaquim (UTM 22S)			
Afloramento (SJ)	UTM E	UTM N	Altitude
250	594582	6856941	1223
251	594348	6856774	1225
252	597382	6859729	1236
253	597940	6860012	1260
254	598124	6860026	1285
255	598315	6860198	1296
256	598729	680323	1275
257	598976	6860505	1280
258	601200	6862859	1290
259	605925	6871263	1384
260	607172	6871452	1371
261	605729	6870475	1364
262	605722	6869870	1352
264	604792	6869340	1336
265	604270	6869313	1321
266	604012	6869190	1379
267	603892	6869311	1351

Região de Etendeka (UTM 33S)			
Afloramento	UTM E	UTM N	Altitude
EK-GG-3	409297	7804929	1630
EK-GG-2	408661	7805573	1552
EK-GG-1	408594	7805780	1535
EK-SB-2	405676	7751495	912
EK-SB-1	405662	7751409	879
EK-AW-4	411772	7717187	1120
EK-AW-3	411902	7716988	1008
EK-AW-2	411949	7716922	980
EK-AW-1	411967	7716871	970

12.3 ARTIGO PUBLICADO NO BOLETIM PARANAENSE DE GEOCIÊNCIAS (2015)

12.4 ARTIGO SUBMETIDO AO BRAZILIAN JOURNAL OF GEOLOGY (2017)

Platô de São Joaquim, Província Magmática do Paraná: Feições de Campo e Questões Genéticas

*São Joaquim Plateau, Paraná Magmatic Province:
Field Features and Issues*

MARCELL LEONARD BESSER¹, ELEONORA MARIA GOUVÊA VASCONCELLOS², ANTÔNIO JOSÉ RANALLI NARDY³

¹Serviço Geológico do Brasil – CPRM - marcell.besser@cprm.gov.br

²Universidade Federal do Paraná, Departamento de Geologia – UFPR - eleonora@ufpr.br

³Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP - nardy@rc.unesp.br

Resumo

O Platô de São Joaquim (PSJ) situa-se no Planalto Sul de Santa Catarina, no extremo sudeste do Planalto Meridional do Brasil. O platô sobrepõe-se aos basaltos da Formação Serra Geral, os quais são dispostos principalmente na forma de derrames pahoehoe, mas também de derrames a'a'. As rochas félsicas do Platô de São Joaquim configuram extensos derrames de geometria tabular e espessura de até 100 m que se distribuem por 280 km². Morros testemunhos nas circunvizinhanças conservam porções remanescentes destes derrames, evidência de que sua extensão fora muito maior e que agora se encontra reduzida pela erosão. A estratigrafia da sequência sobreposta aos basaltos comumente arquiteta-se da seguinte forma: (1) nível decamétrico de rochas de caráter transicional, representadas por vulcanitos afaníticos de cor cinza-avermelhada ou vermelha, maciços a amigdaloides podendo conter geodos decimétricos; (2) nível métrico saprolítico amigdalóide de cor amarela e geometria ondulada, com amígdalas estiradas e atualmente preenchidas por argilas brancas, brechas autoclasticas formadas por púmice/escória intemperizados e lentes de pitchstone; (3) nível basal félsico decamétrico formado por lentes de pitchstone e rochas afaníticas com bandamento de fluxo laminar plano-paralelo, contorcido ou dobrado; (4) nível félsico decamétrico com disjunções em lajes; (5) nível félsico de espessura decamétrica (até 65 m) formado por rochas faneríticas finas maciças, com ou sem disjunções tabulares; (6) na porção superior do nível maciço observam-se raras amígdalas. Devido à falta de evidências que atribuam uma gênese ignimbrítica a estas rochas, tais vulcanitos do platô de São Joaquim são preliminarmente designados como *Riolitos de Platô da Formação Serra Geral*.

Palavras-chave: Província do Paraná; Platô de São Joaquim; estratigrafia de sequências vulcânicas; riolitos de platô.

Abstract

The São Joaquim Plateau (SJP) is located in the Southern Highlands of Santa Catarina, which lays on the extreme southeast of the Brazilian Southern Highlands. The plateau is above Serra Geral Flood Basalts, which are organized mainly as pahoehoe flows, but also as a'a 'flows. The felsic rocks of SJP configure large tabular flows which thickness rises to 100 m and are widespread over 280 km². Isolated hills in the plateau surroundings conserve remaining portions of these lava flows, evidence that their extension were much larger and is now reduced by erosion. The stratigraphy overlying basalt sequence is commonly architected as follows: (1) decametric level rocks of transitional character, represented by gray - reddish or red volcanites, massive to amygdaloidal, which may contain decimetric geodes; (2) metric wavy level of amygdaloidal yellowish saprolite with stretched amygdales currently filled by white clays, autoclastic breccias formed by weathered pumice/scoria and pitchstone lenses; (3) basal decametric felsic level formed by pitchstone lenses and aphanitic rocks with banded laminar plane - parallel flow, twisted or folded flow; (4) decametric felsic level with platy joints; (5) thickness (< 65 m) felsic level formed by thin phaneritic massive rocks, with or without tabular joints; (6) in the upper massive level appear rare amygdales. Due to lack of evidence to assign an ignimbritic genesis to these rocks, such volcanites of São Joaquim plateau are preliminarily designated as Plateau Rhyolites of the Serra Geral Formation.

Keywords: Paraná Province; São Joaquim Plateau, lava stratigraphy; plateau rhyolites.

1. INTRODUÇÃO

Após o ciclo orogênico Pan-Africano/Brasiliano, formou-se o supercontinente Gondwana, o qual se manteve estável na sua parte sul por cerca de 400 milhões de anos, possibilitando o desenvolvimento da Bacia do Paraná. Entretanto, pouco antes da ruptura do supercontinente e abertura do Oceano Atlântico Sul no início do Cretáceo, ocorreu um episódio vulcânico que originou a Província Magmática Paraná-Etendeka

(PMPE), que é considerada uma das maiores LIPs (*Large Igneous Province*) da Terra (Milani et al. 2007, Peate 1997). Mesmo pontual na escala de tempo (134,7 ± 1 Ma, Thiede & Vasconcelos, 2010) o vulcanismo alcançou 1x10⁶km³ (Cordani & Vandomos, 1967) dispersos na região centro-sul da América do Sul e sudoeste da África (Ewart et al. 2004), e distribuição que recobre a Bacia do Paraná por 1,2x10⁶km² (Melfi et al., 1988)(Figura 1).

Eruptivas da Serra Geral foi a designação dada por White (1908) às rochas vulcânicas na seção tipo da Bacia do Paraná na Serra do Rio do Rastro, em Santa Catarina (Figura 2). Posteriormente, estas rochas efusivas foram classificadas como *Formação Serra Geral* (Gordon Jr. et al. 1947), na qual predominam derrames basálticos toleíticos (90% do volume total), com andesitos toleíticos (7%) e dacitos, riódacitos e riolitos subordinados (Bellieni et al. 1986). Destes, 2,5% compreendem rochas afíricas (Tipo Palmas) e 0,5%, rochas porfiríticas (Tipo Chapecó), totalizando 64.000km² (Bellieni et al. 1986, Nardy et al. 2002). Enxames de diques e soleiras de microgabro permeiam os estratos vulcânicos e sedimentares da bacia.

Os lineamentos estruturais do Rio Piquiri e do Rio Uruguai compartimentam a Província Magmática do Paraná (PMP) em três subprovíncias: Norte, Central e Sul.

(Bellieni et al., 1986; Piccirillo et al., 1987, Figura 1). A Subprovíncia Sul caracteriza-se pela sobreposição de corpos ácidos do Tipo Palmas aos derrames básicos e distingue-se também em função do baixo teor de TiO₂ (<2%) e empobrecimento em P, Sr, Ba, La, Ce, Zr e Y em suas rochas (Piccirillo & Melfi, 1988). A Subprovíncia Norte, acima do lineamento do Rio Piquiri, corresponde a basaltos e rochas ácidas do tipo Chapecó da suíte alto TiO₂ (> 2%), enriquecida em elementos incompatíveis (Rb, Th e U).

As rochas do tipo Palmas são subdivididas em dois grupos, de acordo com assinatura química (Tabela 1). Nardy et al. (2008) relacionam a distribuição superficial das rochas ácidas e seu quimismo, assim como é observado em Etendeka, na Namíbia, por Milner et al. (1995) e Marsh et al. (2001, 2007)

Tabela 1 – Subdivisões das rochas ácidas do tipo Palmas da Província Magmática do Paraná, de acordo com Nardy et al. (2008). Platôs próximos à área de estudo sob *grifo*.

Rochas ácidas do tipo Palmas			
Baixo em Titânio (TiO ₂ ≤ 0,87%)		Alto em Titânio (TiO ₂ ≥ 0,90%)	
Santa Maria	Área: 12.300 km ² (RS)	Caxias do Sul	Área: 16.000km ²
P ₂ O ₅ ≤ 0,21%	Espessura: 150-450 m	0,91% < TiO ₂ < 1,03%	Volume: 4.832km ³
	Volume: 4500 km ³	0,25% < P ₂ O ₅ < 0,28%	Compreende 5 platôs (SC/RS):
			Serra da Farofa (ao sul de Lages-SC)
			São Joaquim (arredores de São Joaquim-SC)
Clevelândia	Área: 4.087 km ² (PR)	Anita Garibaldi	Área: 4.486 km ²
0,21% < P ₂ O ₅	Espessura: 150m	1,06% < TiO ₂ < 1,25%	Volume: 1.008 km ³
≤ 0,23%	Volume: 613 km ³	0,32% < P ₂ O ₅ < 0,36%	Compreende 5 platôs (PR, SC e RS):
			Bom Jesus (NE do RS, Bom Jesus-RS)
		Jacuí	Área: 3.451 km ²
		1,05% < TiO ₂ < 1,16%	Volume: 1.058 km ³
		0,28% < P ₂ O ₅ < 0,31%	

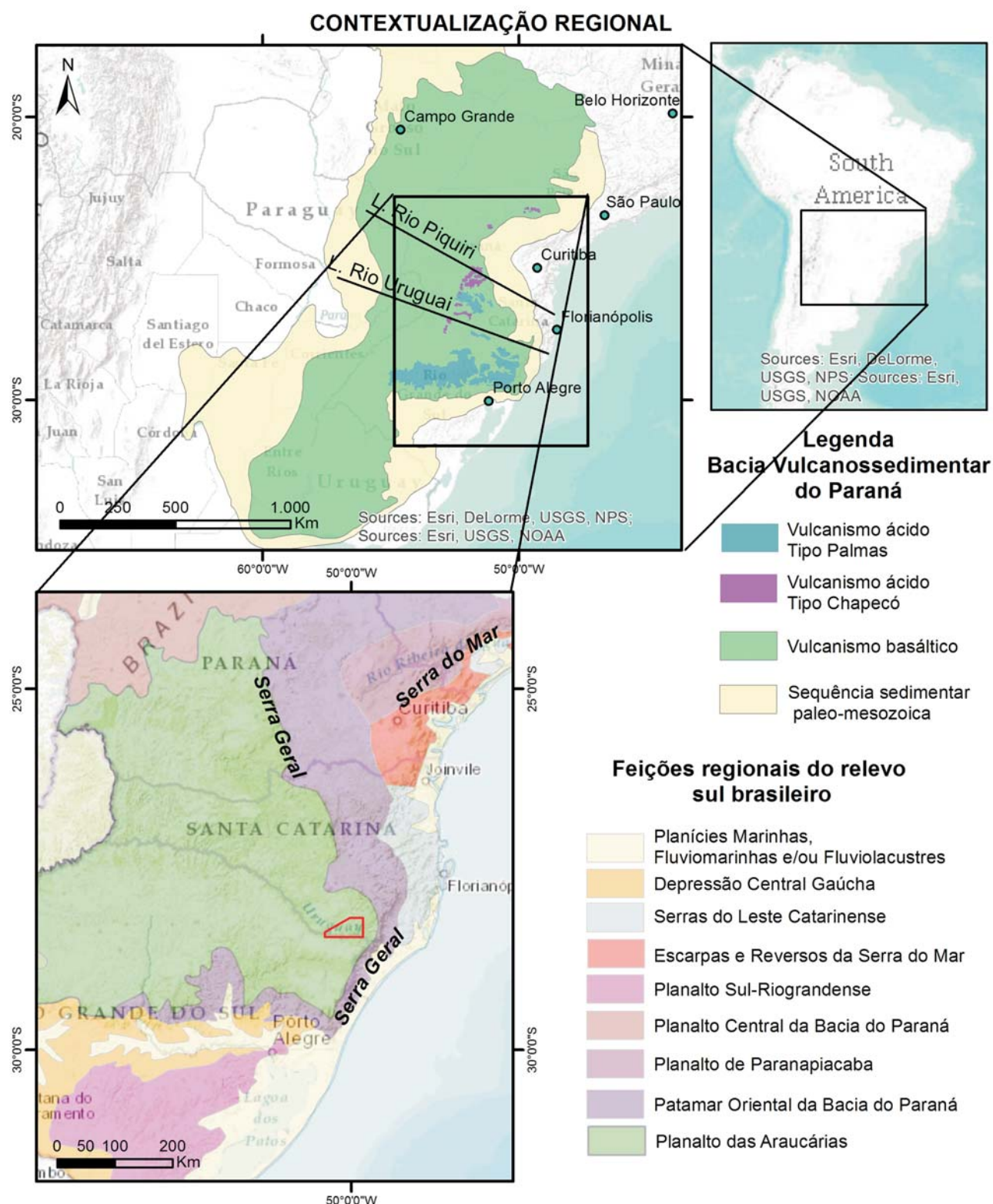


Figura 1 – Localização da área de estudo na Província Magmática do Paraná (PMP) e nas unidades regionais de relevo. Área de estudo representada pelo polígono vermelho. Mapa da PMP editado de Nardy et al. (2008). Unidades de relevo de acordo com dados do IBGE.

2. PLANALTO SUL NO CONTEXTO DO PLANALTO DAS ARAUCÁRIAS

A escarpa erosiva da Serra Geral prolonga-se diagonalmente pelo Sul do Brasil e perfaz o limite leste da PMP, bem como o próprio limite escarpado do Planalto das Araucárias, cujo reverso mergulha suavemente para o oeste em direção aos rios Paraná e Uruguai (Figura 1). Próximo à fronteira entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul a Serra Geral eleva-se e aproxima-se do litoral, envergando-se na direção NNE por cerca de 230 km entre os paralelos 27°48' e 29°31'S, acompanhando a curvatura da linha de costa. Nesta região, o reverso da Serra Geral sustenta o Planalto Sul de Santa Catarina, cujos contrafortes abrigam os pontos culminantes da PMP, o Morro da Boa Vista (1.827 m) e o Morro da Igreja com 1.822 m (Figura 3A). Os três principais rios que escoam pelo Planalto Sul, Canoas, Pelotas e Lava-Tudo, nascem no interior do Parque Nacional de São Joaquim e seguem para o rio Uruguai (Figura 2).

3. PLATÔ DE SÃO JOAQUIM E ARREDORES

O Platô de São Joaquim compreende um patamar que se estende sem desníveis abruptos nas circunvizinhanças da cidade homônima, no Planalto Sul de Santa Catarina (Figura 2). O termo morro testemunho ou mesa pode ser aplicado ao platô de São Joaquim, por formar um relevo residual de topo plano, limitado por escarpas, resultante do recuo pela erosão de frente de *cuesta* ou de outras escarpas de relevos tabuliformes

formados em rochas sedimentares ou excepcionalmente em derrames vulcânicos. Ocorre nas depressões periféricas, precedendo frentes de planaltos sedimentares ou sobre estes planaltos (como é o caso do platô de São Joaquim), chapadas e tabuleiros, assinalando contato de rochas de resistências diferentes ou limites de recuo de erosão (IBGE 2012).

O platô conserva altitudes entre 1100 m, na sua borda sudoeste, e 1450 m, na parte oposta, apresentando, portanto, um suave aclave ao noroeste. O entorno é caracterizado por relevo acidentado, vales profundos (200 a 300 m de desnível), geralmente encaixados, com interflúvios que conservam mesas menores e bordas de patamares estruturais, cujas altitudes alcançam até 1.750 m.

A quebra de relevo que delimita o platô principal coincide com o perímetro da unidade vulcânica félsica, distribuída por cerca de 280 km². Todavia, remanescem corpos félsicos separados do platô principal nos morros testemunhos, como é caso das rochas do topo do Morro das Torres (1.740 m) em Urupema, distantes 40 km a norte de São Joaquim, ou das rochas do Morro do Cruzeiro (1.610 m) a 10 km a noroeste. Seguindo nesta direção ao Parna de São Joaquim, o relevo torna-se cada vez mais montanhoso e é possível acompanhar mesas estreitas de caráter félsico de distribuição areal reduzida. Contudo, ao atingir-se a região dos Campos de Santa Bárbara no interior setentrional do Parque, a unidade félsica expande-se novamente nas cotas acima de 1.650 m, formando um pequeno platô ou mesa de limites denteados (Figura 2).

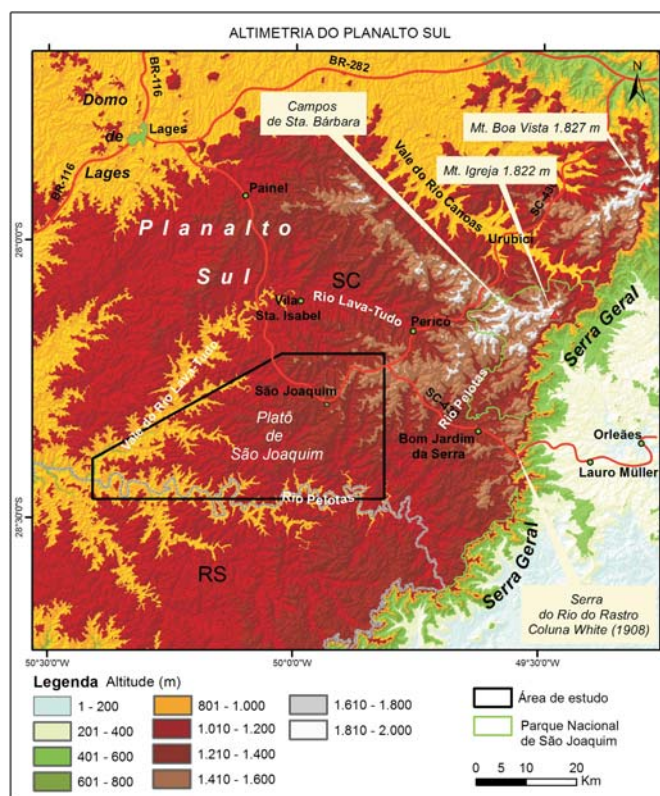


Figura 2 – Relevo do Planalto Sul de Santa Catarina, região mais elevada do Planalto das Araucárias.

Peate et al. (1999) realizaram sete perfis estratigráficos na região de São Joaquim com o objetivo de estudar o comportamento dos basaltos do tipo Urubici (Khumib no norte da Namíbia), que representam as ocorrências mais meridionais de magmas alto Ti/Y na Província do Paraná. Os autores identificaram dezoito derrames de basaltos do tipo Urubici, que estão intercalados com basaltos do tipo Gramado (baixo Ti/Y). Apenas no topo do Morro da Igreja foi identificado um derrame do tipo Esmeralda (baixo Ti/Y). Conforme observado pelos autores, as lavas da região de São Joaquim recobriram sucessivamente os sedimentos da Formação Botucatu em direção ao nordeste, mostrando que havia um relevo pré-eruptivo de até 400 m de desnível entre as áreas da Serra do Rio do Rastro (perfil GB) e Serra do Corvo Branco (perfil CO). Contudo, há evidência de soerguimento diferencial da região de São Joaquim pós-magmatismo, baseada na correlação de estratos riolíticos. Rochas ácidas do tipo Palmas (Unidade F de Milner et al. 1995; subtipo Caxias do Sul de Nardy et al. 2008, Ewart et al. 1998) são encontradas a ~630 m no testemunho de sondagem ES (~150 km a oeste de São Joaquim) e no perfil GB situam-se entre 1430-1500 m. Peate et al. (1999) apontam um soerguimento diferencial pós-magmatismo de aproximadamente 1 km para a região de São Joaquim.

4. OBJETIVOS

O objetivo do levantamento geológico no platô de São Joaquim é descobrir as características pertinentes à gênese das rochas ácidas da região. Teriam sido estas rochas geradas a partir da soldagem de fluxos piroclásticos? Ou então, teriam se originado de derrames ou domos de lavas de alta temperatura? Contudo, a distinção entre rochas piroclásticas soldadas e rochas de oriundas da solidificação de lavas é, por vezes, difícil de ser feita.

De acordo com Cas & Wright (1988), o termo ignimbrito se refere à rocha ou ao depósito formado a

partir de fluxos piroclásticos independentemente do grau de soldagem ou volume destes depósitos. Wolff e Wright (1981) aplicam o termo *tufos soldados reomórficos* (ou *reognimbritos*) e Henry et al. (1989) o termo *ignimbrito lava like* com objetivo de caracterizar as rochas ácidas de natureza piroclástica que adquirem características de *stony rhyolites*. Nos ignimbritos *lava-like* o processo de deformação e soldagem ocorre durante o fluxo primário. Reognimbritos ocorrem quando os fluxos particulados primários são primeiramente assentados, então soldados e depois deslocados como fluxo secundário, viscoso e coerente.

Logo, a seguinte hipótese norteou a pesquisa: *O platô vulcânico félsico de São Joaquim teria se formado sobre um extenso planalto basáltico, a partir da efusão de lavas e fluxos piroclásticos por caldeiras em alta temperatura. Estes fluxos de caráter intermediário e ácido teriam gerado derrames, domos e principalmente extensos ignimbritos. Os fluxos piroclásticos, capazes de alcançar dezenas de quilômetros de distância, teriam sido soldados, mascarando sua gênese ignimbrítica, e adquirido aspecto de derrames lávicos.*

5. CARACTERIZAÇÃO DE CAMPO

Foram descritos 117 afloramentos e discriminados oito litotipos: basalto, microgabro, gabro, rocha vulcânica cinza-avermelhada, rocha vulcânica vermelha, rocha vulcânica félsica, além de *pitchstone* e saprólito amarelo de características peculiares. A partir da associação entre o tipo de rocha e a estrutura ou geometria do corpo (presença e quantidade de amígdalas, disjunções tabulares, etc) mostradas na Tabela 2, são propostas 21 litofácies, cujo agrupamento em 6 categorias corresponde às unidades litológicas, a saber: *basaltos de platô, sistemas de dique ou soleira, rochas vulcânicas intermediárias, rochas félsicas maciças, rochas félsicas bandadas e pitchstone* (Tabela 3).

Tabela 2 – Códigos para rochas e estruturas, que combinados formam as litofácies de campo.

Rochas	Sigla	Estruturas	Sigla
<i>Basalto</i>	B	Amigdaloidal/Vesiculado	aa
<i>Microgabro</i>	M	Com amígdalas esparsas	a
<i>Gabro</i>	G	Maciço	m
<i>Rocha cinza-avermelhada</i>	RG	Bandamento plano-paralelo	pp
<i>Rocha vermelha</i>	R	Bandamento incipiente a maciço	mb
<i>Rocha félsica</i>	F	Bandamento dobrado	fb
<i>Pitchstone</i>	P	Disjunções em lajes	pj
<i>Saprólito amarelo</i>	S	Disjunções colunares/tabulares/horizontais	cj/tj/hj
		Brecha magmática	bm

5.1. Basaltos de Platô (Cfb)

Observam-se cinco litofácies associadas aos basaltos cinza escuros, sendo elas basalto maciço (Bm), basalto com amígdalas (Ba), basalto amigdaloidal ou vesiculado (Baa), basalto com disjunções colunares (Bcj) ou tabulares (Btj) e basalto brechado (Bbm). As litofácies Ba, Bm e Bcj/tj formam derrames com 5 a 40 m de espessura, com extensão lateral da ordem de quilômetros e com paleosuperfície plana a pouco ondulada, quando seguindo paleovertentes. Os derrames são divididos em três zonas, à semelhança de outros estudos na Formação Serra Geral (Gomes, 1996). As zonas basais e de topo são formadas por Ba com ocorrência de $>20/\text{dm}^2$ amígdalas maiores que 0,5 cm. A geometria das amígdalas pode variar de derrame para derrame, sendo por vezes esféricas e arredondadas ou então ovaladas e de bordas irregulares, com predomínio do primeiro tipo. São preenchidas predominantemente por quartzo branco, translúcido ou por calcedônia, revestidas por celadonita. Localmente ocorrem geodos métricos alongados revestidos por cristais centimétricos a decimétricos de apofilita. Observam-se geodos de quartzo fumê, citrino e ametista clara. A zona central do derrame é maciça e pode apresentar disjunções colunares ou tabulares bem desenvolvidas principalmente nos corpos mais espessos. Comparativamente, são derrames do tipo *pahoehoe*, mais fluidos.

As litofácies Bbm e Baa são vinculadas a derrames com espessura entre 5 e 10 m, de continuidade lateral reduzida (não foi possível observar afloramentos contínuos) e paleosuperfície irregular. Caracteriza-se como uma brecha magmática composta por blocos de basalto de estrutura escoriácea envolvidos por material sedimentar, formando peperitos (Figura 3B). As amígdalas são preenchidas por zeólitas e material argilizado branco. As zeólitas são fibrorradiais e comumente atingem 10 cm de diâmetro. Estas brechas magmáticas assemelham-se a derrames do tipo *a'a'*.

As brechas magmáticas e as zonas amigdaloidais de topo e base dos derrames são mais rapidamente alteradas pelo intemperismo. Por isso, afloramentos de rocha não alterada são ausentes ou muito raros (encontrados apenas nos cortes profundos de estradas). O material alterado assinala-se como um saprólito amarelo-alaranjado a vermelho arroxado. A resistência intempérica da zona central dos derrames propicia o típico escalonamento do relevo observado na região.

5.2. Sistemas de diques e soleiras

São registrados microgabros com disjunções horizontais (Mhj) e gabros com disjunções tabulares

inclinadas (Gtj), ambos associados a intrusões rasas na forma de diques e soleiras. Basaltos com disjunções horizontais também são associados a diques. A fácies Mhj ocorre em um dique composto com 6 m de largura, de direção N-S e intrudido em rochas félsicas. O microgabro tem textura equigranular fina. As disjunções horizontais formam poliedros com largura entre 5 a 15 cm. A fácies Gtj ocorre como uma soleira aflorante em outeiro próximo ao centro da cidade de São Joaquim, intrudida entre estratos félsicos. O gabro tem textura equigranular média e altera-se para um material amarelo-alaranjado, destoante dos saprólitos marrom-claro do entorno desenvolvidos sobre rocha félsica.

5.3. Rochas vulcânicas de transição (I)

São agrupadas as rochas cinza-avermelhado amigdaloidal (RGaa), com amígdalas (RGa) e maciça (RGM), rocha vermelha amigdaloidal (Raa) e maciça (Rm) e saprólito amarelo amigdaloidal (Saa). São fácies sobrepostas a derrames basálticos e sotopostas, bem como intercaladas, aos corpos félsicos. Caracterizam derrames com 3 a 20 m de espessura, de extensão estimada em quilômetros. As amígdalas da fácies RGaa e RGa são geralmente ovaladas com 1 a 10 cm de comprimento e estão orientadas preferencialmente, paralelamente aos limites horizontais do derrame. São compostas por quartzo translúcido. A fácies RGM pode apresentar algumas amígdalas esparsas e esféricas, menores que 0,5 cm (Figura 3C). As amígdalas e geodos da fácies Raa variam entre 0,5 e 20 cm de comprimento, são geralmente ovaladas e às vezes adquirem aspecto de gota invertida. São preenchidas por quartzo transparente a translúcido (Figura 3D). Em geodos, o quartzo ocorre sob a forma de drusas. A fácies Rm é completamente maciça.

5.4. Saprólito amarelo amigdaloidal (Saa)

É comum encontrar um material bastante intemperizado de cor amarela, sotoposto ao estrato félsico. Tem estrutura amigdaloidal orientada e as amígdalas são preenchidas por argilominerais brancos. Nesta fácies também são observados fragmentos bastante vesiculados em meio a material argiloso alaranjado (Figura 3E).

5.5. Saprólito amarelo amigdaloidal (Saa)

Observa-se *pitchstone* (P) caracterizada por material vítreo preto semelhante à obsidiana, no entanto com brilho mais graxo e menos vítreo (Figura 3F). Ocorre comumente na base dos corpos félsicos, mas também nas suas laterais. Define expressões positivas no relevo, resistindo ao intemperismo e erosão.

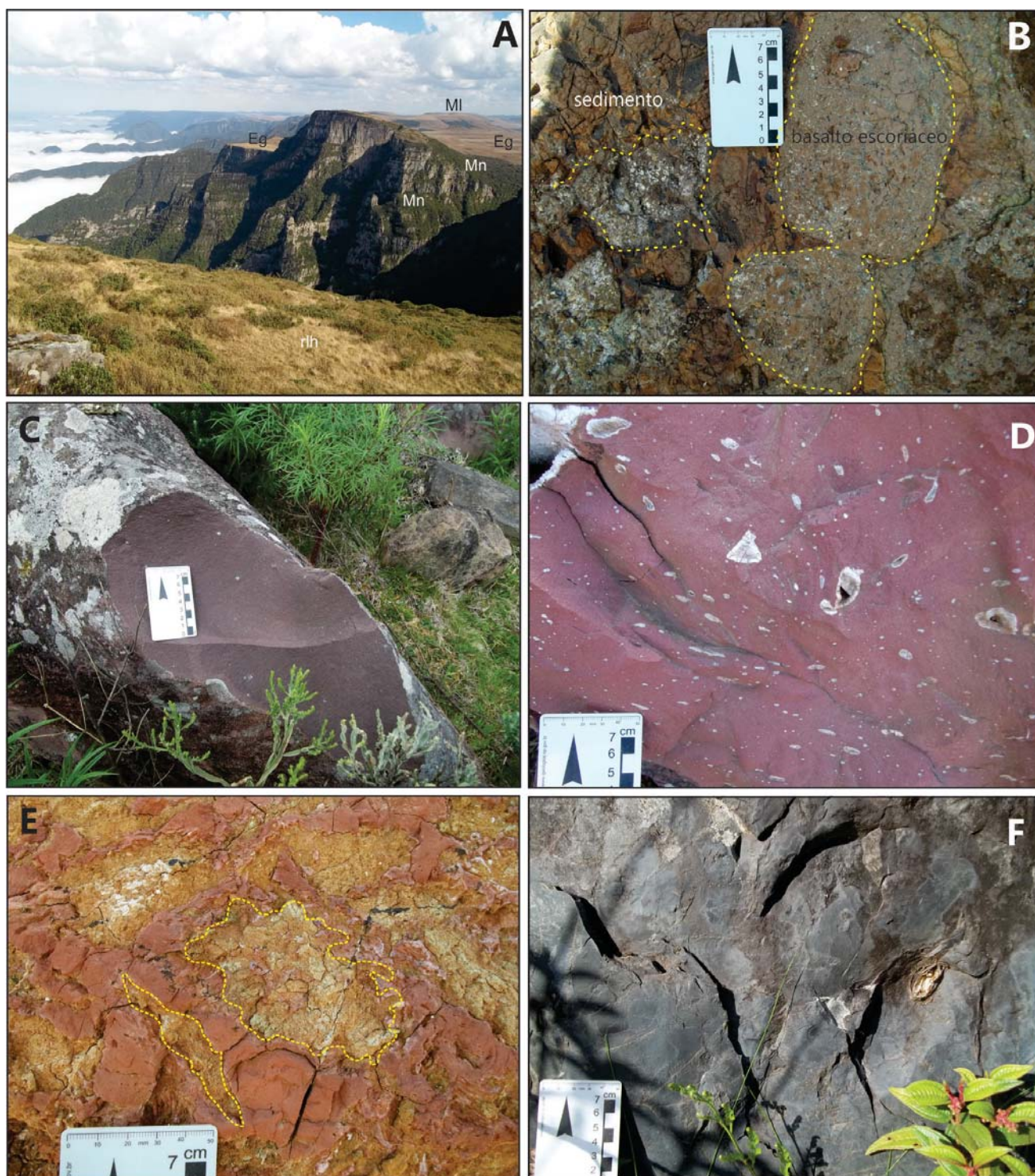


Figura 3 – Desfiladeiro da Serra Geral visto desde o Mt. Igreja (1.822 m) expõe sequência vulcânica basáltica por ~700 m. Observa-se a estepe gramíneo-lenhosa (Eg) alcançando a borda do planalto, os campos de altitude (rlh) associados às plantas anãs (rlb), a floresta ombrófila mista alto-montana (MI) e as matas nebulares (Mn) (A); basalto escoriáceo envolto por matriz sedimentar, caracterizando uma brecha interderrame (B); rocha cinza-avermelhada maciça (RGm) posicionada em inter-estratos félsicos (C); rocha vermelha amigdaloidal (RGaa) com amígdalas ovaladas e pequenos geodos de quartzo (D); fragmentos de púmice alterado da fácies Saa (E); *Pitchstone* (F)

5.6. Rochas vulcânicas félsicas bandadas (Fb)

São rochas cinza-claras esverdeadas a azuladas quando frescas e de cor cinza-médio arroxeado quando mais intemperizadas. São de fácil identificação em campo porque formam afloramentos modelados por intemperismo diferencial. A diferença de resistência se deve provavelmente à variação na quantidade de vidro vulcânico ou quartzo entre as camadas. Estas rochas constituem níveis muito extensos, da ordem de quilômetros, com bandamento plano-paralelo a ondulado e por vezes dobrado, compondo as fácies Fpp e Ffb, respectivamente (Figura 4A). Nota-se tanto a contorção do bandamento como seu dobramento na forma de dobras suaves e abertas (Figura 4C). A *fácies rocha félsica com disjunções em lajes* (Fpj) apresentam disjunções horizontais plano-paralelas penetrativas, com espaçamento entre 1,5 e 5cm, sendo mais estreito quanto mais próximo à base. Ocorre geralmente acima das porções com bandamento plano-paralelo. Esta fácies pode distribuir-se paralelamente à superfície ou então inclinada, com mergulhos variados (Figura 4B).

5.7. Rochas vulcânicas félsicas maciças (Fm)

Predomina a fácies rocha félsica maciça (Fm), evidenciada pela ausência de acamamentos, de cor cinza-claro e decomposição em blocos com geração de saprólitos de cor marrom-claro e bege (Figura 4D). A textura pode variar entre equigranular densa a fina, quando se torna possível divisar os cristais da porção vítrea, principalmente em amostras com algum grau de alteração (trama sal e pimenta, Figura 4E). Estas rochas parecem constituir derrames da ordem de vários quilômetros quadrados com espessuras de 10 a 50 m, por vezes alcançando 65 m. O centro destes corpos pode apresentar disjunções tabulares verticais ou subverticais, com espaçamento de 10 a 20 cm. Rochas félsicas com bandamento incipiente (Fmb) também são observadas, assim como rochas félsicas maciças com amígdalas esparsas (Fa). Neste caso, as amígdalas são esféricas, arredondadas e tem 0,5 a 1 cm de diâmetro e o preenchimento é por quartzo microcristalino.



Figura 4 – Rochas félsicas com bandamento plano-paralelo (Fpp, em A), com disjunções em lajes (Fpj, em B) e com dobramento marcante do bandamento (Ffb, em C); afloramento em pedreira de rochas félsicas maciças (Fm), onde observa-se a decomposição em matacões e blocos arredondados (D); fotografia de amostra de mão da fácies Fm, com trama sal-e-pimenta (E).

5.8. Contatos

Registraram-se em campo nove tipos de contatos entre as unidades geológicas. Os contatos definidos são aqueles observados e fotografados, enquanto os contatos aproximados são aqueles não aflorantes, mas com erro menor que 3 m. Os contatos inferidos tem erro maior que 10 m. São eles: contato definido entre derrames basálticos (B-B), contato aproximado entre derrame basáltico e rocha cinza-avermelhado amigdaloidal (B-RGaa), contato definido entre derrame basáltico, rocha cinza-avermelhado amigdaloidal e rocha félsica bandada ou com disjunções em lajes (B-RGaa-Fpp), contato aproximado entre derrame basáltico e rocha félsica (B-Fpp), contato

definido entre *pitchstone* e rocha félsica bandada (P-Fpp), contato definido entre rocha cinza-avermelhada e rocha félsica com bandamento plano-paralelo ou disjunção em lajes (RGaa-Fpp) e contato aproximado entre rocha cinza-avermelhado e *pitchstone* (RGaa-P). Os contatos são geralmente ondulados, evidenciando uma paleotopografia quase plana. Há também contato definido entre saprólito amarelo amigdaloidal e rocha félsica maciça (Saa-Fm), com paleosuperfície suavemente ondulada (Figura 5A-B). Observa-se também contato definido entre rocha vermelha amigdaloidal e saprólito amarelo amigdaloidal sotoposto à rocha félsica bandada (Raa-Saa-Fpp). Neste caso, observa-se uma superfície erosiva de aplainamento entre Saa e Fpp (Figura 5C-E).

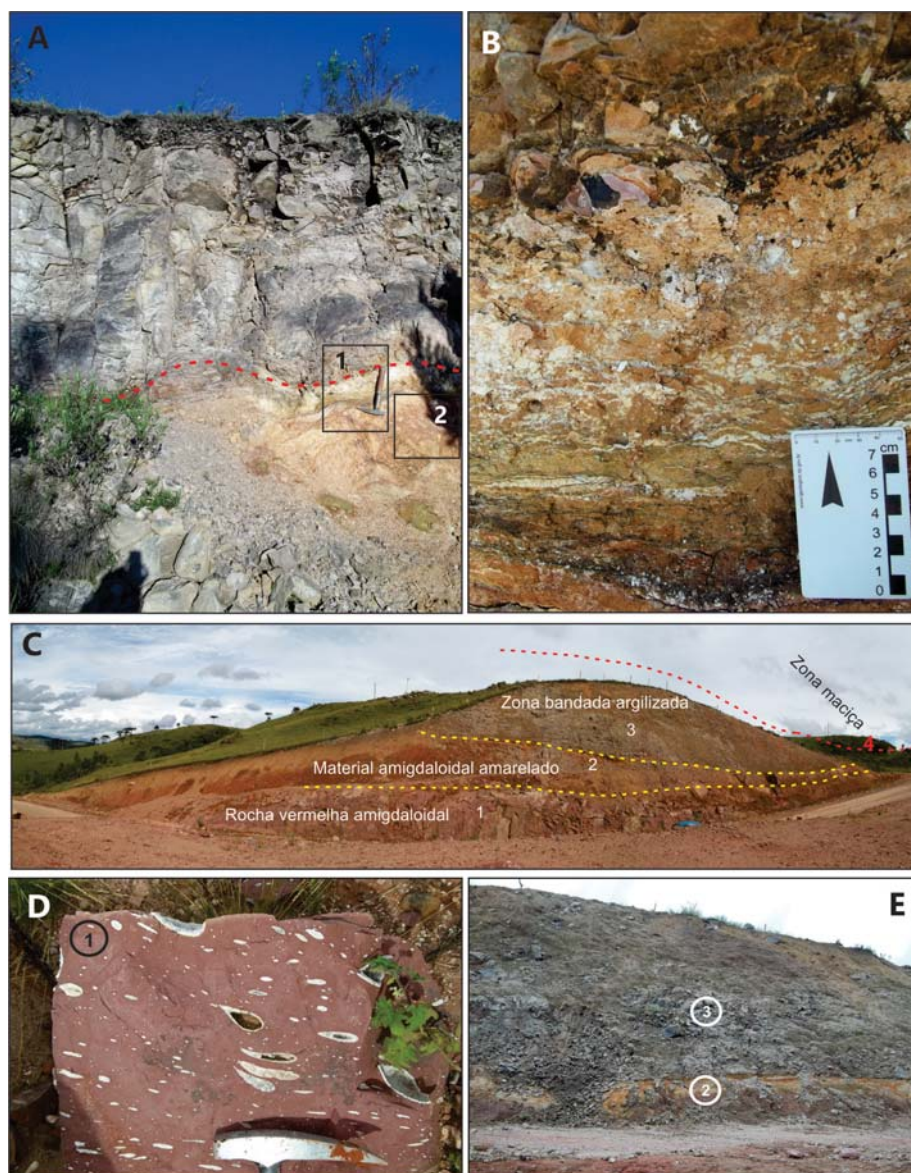


Figura 5 – Seção SJ-076 (A-B) - transição entre saprólito amarelo amigdaloidal e rocha félsica maciça acima (A), com detalhe no retângulo 2 do material argilizado com orientação preferencial (possíveis bandas de fluxo). O retângulo 1 corresponde às brechas magmáticas com fragmentos de púmice alterado representado na Figura 3E. Na continuação vertical deste perfil observa-se a fácies Fpj por 10 m (perfil semelhante ao observado por Bryan et al. 2010 na base da sequência Goboboseb I (Fig. 5 dos autores) em contato com os basaltos de Etendeka; Seção SJ-032 (C-E) - rocha vermelha amigdaloidal (Raa, em D) na base, faixa de transição com material amarelo amigdaloidal (Saa, em E2), zona bandada argilizada (Fpp, em E3) e zona superior maciça (Fm).

Tabela 3 – Relação entre litofácies de campo, siglas e litologias.

Litofácies de campo	Sigla	Litologia no mapa
Rochas máficas vulcânicas, sub-vulcânicas ou plutônicas		
Basalto amigdaloidal/vesiculado	Baa	Basaltos de platô (Cfb)
Basalto com amígdalas	Ba	
Basalto maciço	Bm	
Basalto com disjunções colunares	Bcj	
Basalto brechado	Bbr	
Microgabro com disjunções horizontais	Mhj	Dique-Soleira
Gabro com disjunções tabulares	Gtj	Dique-Soleira
Rochas vulcânicas intermediárias		
Rocha cinza-avermelhado amigdaloidal	RGaa	Rochas vulcânicas de transição (I)
Rocha cinza-avermelhado com amígdalas	RGa	
Rocha cinza-avermelhado maciça	RGm	
Rocha vermelha amigdaloidal	Raa	
Rocha vermelha maciça	Rm	
Rocha vulcânica félsica e pitchstone		
Saprólito amarelo amigdaloidal	Saa	Saa
Pitchstone preta maciça	Pm	Pitchstone (P)
Pitchstone preta bandada	Ppp	
Rocha félsica com amígdalas	Fa	Rochas félsicas maciças (Fm)
Rocha félsica maciça	Fm	
Rocha félsica com bandamento incipiente a maciça	Fmb	
Rocha félsica com bandamento plano-paralelo	Fpp	Rochas félsicas bandadas (Fb)
Rocha félsica com bandamento dobrado	Ffb	
Rocha félsica com disjunções em lajes	Fpj	
Contatos		
Contato entre derrames basálticos	B-B	Contatos
Contato entre derrame basáltico e rocha cinza-avermelhada	B-RGaa	
Contato entre derrame basáltico, rocha cinza avermelhada e rocha félsica	B-RGaa- Fpp	
Contato entre derrame basáltico e rocha félsica	B-F	
Contato entre pitchstone bandada e rocha félsica bandada	P-Fpp	
Contato entre rocha cinza-avermelhada e rocha félsica com bandamento plano-paralelo	RGaa- Fpp	
Contato entre rocha cinza-avermelhada e pitchstone	RGaa-P	
Contato entre rocha vermelha amigdaloidal,.saprólito amarelo amigdaloidal e rocha félsica bandada	RGaa-Saa- Fpp	
Contato entre saprólito amarelo amigdaloidal e rocha félsica maciça	Saa- Fm	

5.9. Cartografia e estratigrafia

Os derrames de basaltos da Formação Serra Geral observados na área podem ser de dois tipos. O primeiro (1) apresenta zonas amigdaloides basais e de topo, com centro estruturado por disjunções colunares ou tabulares. Pode ser atribuído ao tipo *pahoehoe*. O segundo (2) é caracterizado por brechas e basaltos escoriáceos e assemelha-se aos derrames do tipo *a'a'*. A espessura dos derrames varia entre 5 e 40 m. No Parque

Vale da Neve (~8km a NE do PSJ) são reconhecidos oito derrames do tipo *pahoehoe* em um perfil de 180 m. O topo da zona central de cada derrame é facilmente identificado pelo escalonamento do relevo, resultante da erosão diferencial. O avanço do intemperismo processa-se mais rapidamente nas zonas amigdaloides e de contato entre os derrames, enquanto a zona central dos derrames sustenta os patamares do típico relevo escalonado da região.

Sobrepostos aos basaltos é possível distinguir

três níveis. O primeiro é composto por rocha afanítica de cor cinza-avermelhado, ora maciça ora amigdaloidal. Este nível pode ser substituído em algumas áreas por uma rocha de cor vermelha, predominantemente amigdaloidal. Acima destes níveis há saprólitos amarelos e amigdaloidais, com alongamento das amígdalas paralelamente à base do derrame sotoposto. O material de preenchimento compreende argilominerais brancos (Figura 5 e Figura 6).

A unidade de topo que sustenta o platô de São Joaquim é formada por rochas afíricas mesocráticas e leucocráticas. É constituída por corpos extensos, espessos e tabulares, às vezes limitados por lentes vítreas (Figura 7). São descritas estruturas de fluxo laminar bandado (Fpp) e por vezes contorcido e dobrado na base (Ffb), sotopostas por um nível de disjunções em lajes (Fpj). Ambos os níveis, juntamente às lentes de *pitchstone* (P), compreendem a *zona félsica I* do corpo, que pode estar ausente na estratigrafia ou adquirir espessura de até 60 m. Comumente, é mais fina, com cerca de 20-30 m. Logo acima da zona inferior

desenvolve-se um perfil predominantemente maciço, denominado de *zona félsica II*, bastante homogênea. Esta apresenta disjunções tabulares em seu núcleo. As porções mais elevadas podem conter algumas amígdalas de quartzo (Figura 6). Notam-se diferenças texturais sutis entre afloramentos afastados por longas distâncias, como a variação do tamanho dos cristais. A zona félsica II tem espessura da ordem de dezenas de metros, podendo chegar a 65 m na colina de Hasenberg (1545 – 1610 m). A espessura máxima registrada do estrato félsico é de 120 m na região de Vila Boava, no sudoeste do platô (Figura 7). Ali, reaparecem as fácies Rm e Fpp sobrepostas a uma camada de 40 m da fácies Fm. Observa-se em algumas seções a intercalação da fácies RGaa e RGa com a fácies Fpp.

As rochas de transição e félsicas do platô de São Joaquim ocupam aproximadamente 280 km². Seu volume é difícil de ser calculado devido à inclinação do platô e atual nível erosivo. Contudo, admitindo-se uma espessura média de 100 m, atinge-se um volume de 28 km³ (Figura 7).

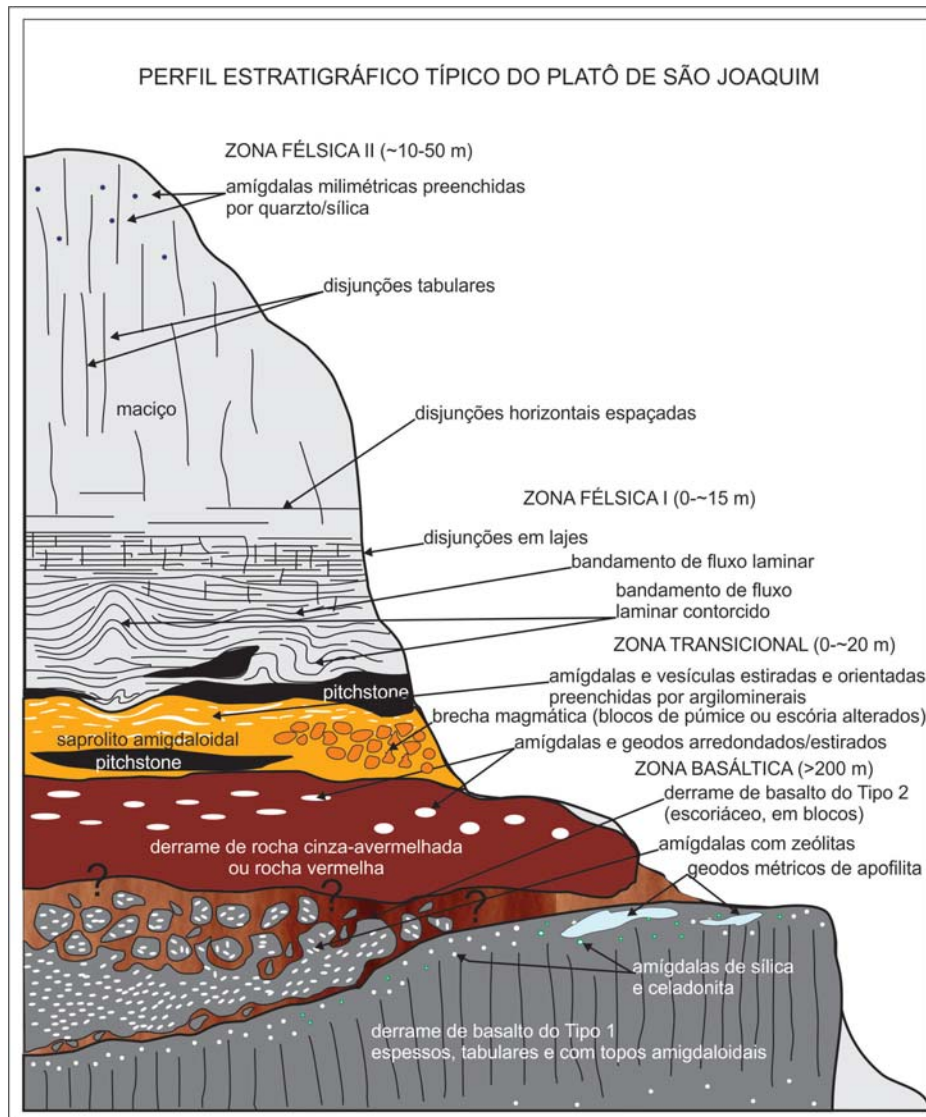


Figura 6 – Perfil estratigráfico típico do Platô de São Joaquim, Província Magmática do Paraná.

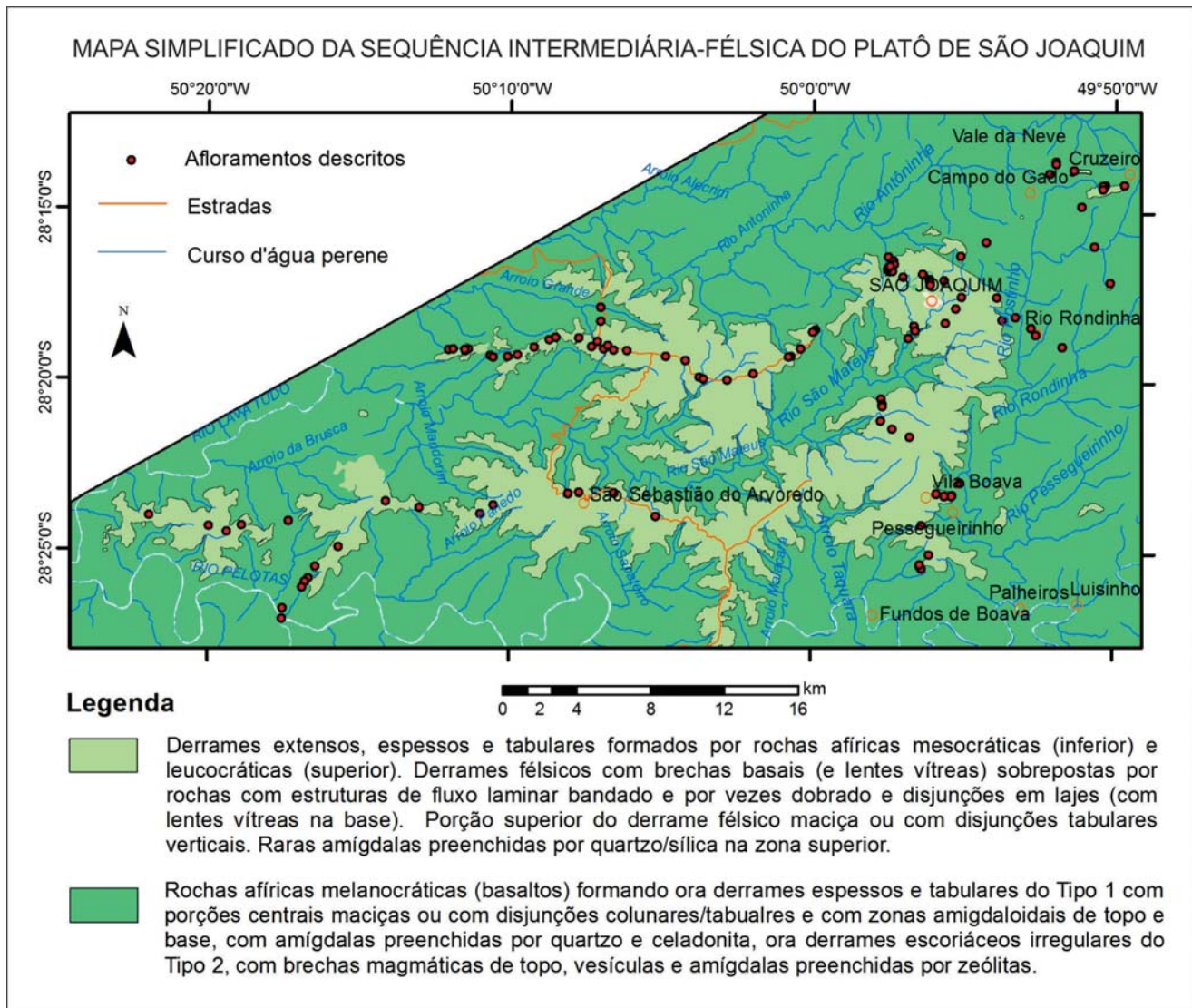


Figura 7 – Cartografia da sequência vulcânica do platô de São Joaquim.

6. DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES

As unidades félsicas das LIPs (*Large Igneous Provinces*) são predominantemente ignimbríticas (Bryan et al. 2002). Contudo, a LIP do Paraná parece carecer de rochas desta natureza. Comin-Chiaramonti et al. (1988), Bellieni et al. (1986), Henry e Wolff (1992), Umann et al. (2001), Lima et al. (2012), Waichel et al. (2012), Chmyz (2013), entre outros, realizaram estudos em diferentes áreas da Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE) e consideraram as rochas ácidas como sendo *derrames* ou resultantes da *coalescência de domos*. Portanto, atribuem uma origem lávica (*lava flow or dome*) às rochas ácidas. Em contrapartida, Petrini et al. (1989), Whittingham (1989), Roisenberg (1989), Milner, Duncan & Ewart (1992), Milner et al. (1995) e Bryan et al. (2010) atribuem origem piroclástica às rochas da PMPE. Nota-se que principalmente os estudos de caráter mais abrangente na área da PMP e aqueles realizados nas rochas do Grupo Etendeka (Namíbia), são os que consideram as unidades ácidas como resultantes

de processos ignimbríticos de alta temperatura. Por outro lado, os estudos de detalhe usualmente conferem origem lávica de alta temperatura às unidades félsicas. Como exceção, os trabalhos de detalhe de Muzio et al. (2009) na Formação Arequita do leste uruguaio cartografaram tanto fluxos lávicos como ignimbritos. Embora correlata à PMPE, a Formação Arequita conserva diferenças petrográficas importantes, como a presença de quartzo e feldspato potássico (ausentes ou raros nas rochas ácidas da PMP).

Com base nas informações de campo, as rochas da região de São Joaquim podem ser interpretadas de acordo com:

6.1. Aspectos gerais dos derrames basálticos

Os derrames do tipo 1 e do tipo 2 podem ser porções diferentes dentro do mesmo fluxo. Nas lavas havaianas são comuns derrames com características *pahoehoe* nas proximidades do conduto que adquirem aspecto *a'a'* em porções distais (Peterson & Tilling 1980),

conforme observado por Waichel et al. (2006) na Formação Serra Geral. As brechas descritas representam autobrechas, geradas no deslocamento do fluxo e moagem da crosta solidificada.

6.2. Geometria dos corpos félsicos

Os corpos cartografados têm ampla distribuição areal. Observa-se que o intenso intemperismo químico tem suavizado as quebras de relevo, criando topografia ondulada, repleta de colinas. Mesmo assim é possível distinguir o caráter tabular dos corpos. Também, não foi possível observar variações laterais de espessura. A base dos corpos é geralmente ondulada, evidenciando preenchimento de paleocanais. De acordo com Bryan et al. (2010), características comuns nas maiores unidades eruptivas félsicas das LIPs são os corpos tabulares, maciços e monótonos, sem evidência de estratificação interna ou lapsos. Segundo os autores, estes corpos compreendem ignimbritos riolíticos. Whittingham (1989) atribuiu origem piroclástica às rochas ácidas da PMP em função de sua ampla distribuição. Contudo, acredita-se que isso possa ser explicado por outros fatores. Até o momento, o consenso é de que as rochas ácidas da PMPE foram criadas por fluxos (sejam lávicos ou piroclásticos) de alta temperatura, da ordem de 1000 a 1100°C (Bellieni et al. 1984, Milner, Duncan & Ewart 1992). Isto poderia explicar a hipótese de extensos *derrames riolíticos*, os quais somente fluíram formando platôs porque as lavas eram de alta temperatura, diferente do que comumente ocorre com lavas ácidas. Cenário como este é descrito na literatura. Henry et al. (1990) estudaram o *Riolito Bracks* na região árida de Trans-Pecos (extremo W do Texas, EUA) e assumiram sua dimensão em pelo menos 1000 km² e 75km³, dispersos em um único derrame que se arrastou por mais de 35 km a partir da fonte. O Riolito Bracks é mais espesso próximo à fonte e adelgaça-se lenta e radialmente, com espessura mínima superior a 25 m. Ressalta-se também que o derrame é química e mineralogicamente homogêneo. A grande extensão e a geometria tabular do Riolito Bracks provavelmente refletem altas temperaturas de efusão ($\geq 900^\circ\text{C}$), baixo conteúdo de voláteis, viscosidade moderadamente baixa, rápida erupção e lento resfriamento. Portanto, é provável que as rochas félsicas do platô de São Joaquim tenham sido formadas, essencialmente, como derrames de platô. Não foram encontrados pontos de efusão de magmas tais como os descritos por Lima et al. (2012). Machado (2003) propõe que cada platô das rochas ácidas corresponda a zonas de efusão particulares.

6.3. Texturas (macroscopia) e estrutura das rochas félsicas

As rochas observadas variam textural e estruturalmente. Quanto ao grau de cristalinidade, a

textura varia desde holohialina ou hipohialina (fácies P e Fpp) até hipocristalina (fácies Fpp e Fm). Quanto ao grau de visibilidade há rochas afanítica (P), fanerítica muito fina (Fpp) e faneríticas (Fm). Quanto ao tamanho relativo dos cristais, as rochas são equigranulares. É comum a trama sal-e-pimenta (quantidades semelhantes entre minerais claros e vidro). Estruturas comuns estão ligadas à movimentação das lavas, como o fluxo laminar (bandamento) plano-paralelo e contorcido ou dobrado, na porção basal dos corpos (fácies Fpp). Estruturas relacionadas ao escape de gases são raras, mas ocorre localmente estrutura amigdaloidal (Fa). Bo parte das rochas apresenta estrutura maciça (Fm). De acordo com Bryan et al. (2010) os corpos ignimbritos das LIPs ocorrem em fácies que variam desde *lava-like* (contudo mostrando geometria deposicional de ignimbritos (*sheet-like*, e. g. PMPE) até o tipo *Snake River Plain* ou *ignimbritos de alto grau* com preservação de poucas texturas piroclásticas (e. g. riolitos do Karro). No entanto Bryan et al. (2010) mencionam que são mais comuns *ignimbritos soldados de baixo a alto grau* contendo abundante *lapilli púmice*, *fiamme* (Bull & McPhie, 2007), fragmentos líticos e texturas vitroclásticas bem preservadas (e. g. províncias do Atlântico Norte, Afro-Arábica e LIPs félsicas). Até o momento, nas rochas félsicas do platô de São Joaquim não foram observadas texturas relacionadas a reomorfismo ou soldagem. Também, não é observada variação vertical de intensidade de soldagem.

6.4. Aspectos estruturais e estratigráficos

Sotoposta aos estratos é comum a ocorrência da fácies Saa. Como nesta fácies observa-se estiramento de amígdalas, brechas magmáticas contendo fragmentos de púmice ou escória e lentes vítreas, é possível que este nível corresponda à base dos corpos félsicos. As brechas correspondem a autobrechas basais. No Riolito Bracks estão presentes autobrechas basais e de topo, frentes de fluxo íngremes, bandamentos e dobras de fluxo, vesículas alongadas e textura traquítica, evidências que segundo os autores apontam para uma origem de derrames de lavas (Henry et al. 1990).

7. CONCLUSÕES

O platô de São Joaquim ocupa uma área de aproximadamente 280 km² e um volume máximo de 28 km³. Seu relevo relativamente plano é sustentado por um estrato félsico formado por derrames espessos (<100 m) e tabulares extensos (>10 km). A fácies saprólito amarelo (Saa), com fragmentos de púmice e material amigdaloidal bandado estirado, configura a brecha basal do derrame. As lentes de pitchstone (P), ora mais abundantes, ora menos frequentes, configuram o material selante do núcleo rochoso do derrame. As fácies de rochas bandadas e dobradas e rochas com disjunções

em lajes (Fpp, Ffb e Fpj) integram a base da porção rochosa do derrame, marcando o cisalhamento interno devido à resistência ao fluxo de cada banda. A porção superior maciça (Fm) configura o centro rochoso do derrame. O aparecimento de amígdalas nas partes mais altas (Fa) indica proximidade com o teto do corpo. Não são encontradas evidências de processos piroclásticos (Fisher & Schmincke 2004, Cas & Wright 1988), tais como *fiamme*, fragmentos líticos, depósitos de *lahar*, níveis de

tufos, bombas/blocos ou bandamentos granulométricos. Também, não foram identificadas áreas fonte das lavas, tais como caldeiras ou raízes de domos. A hipótese que considera o aspecto lávico das rochas félsicas do platô de São Joaquim como resultado de soldagem em ignimbritos não pode ser validada com as informações macroscópicas. Até o momento, as evidências sugerem que os corpos félsicos descritos compreendem derrames de grande extensão.

Referências bibliográficas

- BELLIENI G., COMIN-CHIARAMONTI P., MARQUES L. S., MELFI A. J., NARDY A. J. R., PAPATRECHAS C., PICCIRILLO E. M., ROISENBERG A. 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, 27:915-944.
- BELLIENI G., COMIN-CHIARAMONTI P., MARQUES L.S., MELFI A.J., PICCIRILLO E.M., NARDY A.J.R., ROISENBERG A. 1984. High- and low-Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *N. Jb. Miner. Abh.*, 150: 273-306.
- BEHLING H., PILLAR V. D., ORLÓCI L., BAUERMANN S. G. 2004. Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203:177-297.
- BIGARELLA J. J., BECKER R. D., SANTOS G. F. 2007. Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais - V.1, 2ed: Editora da Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 426p.
- BRYAN S. E., PEATE I. U., SELF S., JERRAM D. A., MAWBY M. R., MARSH J. S. (Goonie), MILLER, J. A. 2010. The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth-Science Reviews*, 102:207-229.
- BRYAN S. E., RILEY T. R., JERRAN D. A., STEPHENS C. J., LEAT P. T. 2002. Silicic volcanism: An undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. *Geological Society of America, Special Paper*, 362.
- BULL K. F., McPHIE J. 2007. Fiamme textures in volcanic successions: Flaming issues of definition and interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 164:205-216.
- CAS R.A.F., WRIGHT J.V. 1988. Volcanic Successions – modern and ancient – a geological approach to processes, products and successions. 2. ed. Chapman & Hall, Londres, 544p.
- COMIN-CHIARAMONTI P., BELLIE G., PICCIRILLO E.M., MELFI A.J. 1988. Classification and petrography of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin (Brasil). In: Piccirillo E.M., Melfi A.J. (eds) *The mesozoic flood volcanism of the Parana Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 600p.
- CORDANI U. G., VANDOROS P. 1967. Basaltic rocks of the Paraná Basin. In: BIGARELLA J. J., BEKER R. D., PINTO J. D. (eds). *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, 207-231p.
- CHMYZ L. 2013. Aspectos vulcanogênicos das rochas ácidas do Tipo Palmas da Província Magmática do Paraná aflorantes no sudoeste paranaense. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 130p.
- EWART A., MILNER S. C., ARMSTRONG A., DUNCAN A. R. 1998. Etendeka Volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part II: Voluminous Quartz Latite Volcanism of the Awahab Magma System. *Journal of Petrology*, 39(2):227-253.
- EWART, A., MARSH, J. S., MILNER S. C., DUNCAN A. R., KAMBER B. S., ARMSTRONG A. 2004. Cretaceous Bimodal Continental Flood Volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 2: Characteristics and Petrogenesis of the High-Ti Latite and High-Ti and Low-Ti Voluminous Quartz Latite Eruptives. *Journal of Petrology*, 45 (1):107-138.
- FISHER, R. V., SCHMINCKE H.-U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Heidelberg, 472 p.
- FUENTES M. V. 2009. Dinâmica e padrões da precipitação de neve no Sul do Brasil. Tese de Doutorado. Pós-Graduação em Geografia, Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 193p.
- GOMES, M. E. B. 1996. Mecanismos de resfriamento, estruturação e processos pós-magmáticos em basaltos da Bacia do Paraná: região de Frederico Westphalen (RS) – Brasil. Tese de Doutorado. Curso de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- GORDON Jr. M. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos, DNPM/DGM, Rio de Janeiro*, 38:1-20p.
- HENRY, C. D., WOLFF, J. A. 1992. Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. *Bulletin of Volcanology*, 54:171-189.
- HENRY C. D., PRICE J. G., RUBIN J. N., LAUBACH, S. E. 1990.

- Case study of an extensive silicic lava: the Rhyolite, Trans-Pecos Texas Bracks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43:113-132.
- HENRY C.D., PRICE, J.G., PARKER, D.F., WOLFF, J.A. 1989. Mid-Tertiary silicic alkalic magmatism of Trans-Pecos Texas: rheomorphic tuffs and extensive silicic lavas. In: CHAPIN, C.E. & ZIDEK J. (eds), *Field Excursions to Volcanic Terranes in the western United States, Southern Rocky Mountain Region, Volume 1*. New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Memoir, 46: 231-274.
- IBGE. Manual Técnico da Vegetação Brasileira, nº1. 2012. In: *Manuais técnicos em geociências*. 2ª Edição. Rio de Janeiro.
- LIMA E. F. de, PHILLIPP R. P., RIZZON G. C., WAICHEL B. L., ROSSETI, L. de. M. 2012. Sucessões vulcânicas, modelo de alimentação e geração de domos de lava ácidos da Formação Serra Geral na região de São Marcos-Antônio Prado (RS). *Geologia (USP)*: 12 (2):49-64.
- MACHADO F. B. 2003. Geologia e possíveis zonas de efusão do magmatismo ácido cretácico da Bacia do Paraná. Monografia de conclusão de curso, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual de São Paulo, 94p.
- MARSH J.S., MILNER S. C. 2007. Stratigraphic correlation of the Awahab and Tafelberg Formations, Etendeka Group, Namibia, and location of an eruptive site for flood basalt volcanism. *Journal of African Earth Sciences*, 48 (5):329-340.
- MARSH J.S., MILNER S. C., DUNCAN, A. R., MILLER R. McG. 2001. The Etendeka Igneous Province: magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. *Bulletin of Volcanology*, 62:464-486.
- MELFI A. J., PICCIRILLO E. M., NARDY A. J. R. 1988. Geological and magmatic aspects of the Parana Basin: an introduction. In: PICCIRILLO E. M. & MELFI, A. J. (eds.). *The Mesozoic Flood Volcanism of the Parana Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. USP, São Paulo, 1-14p.
- MILANI E. J., MELO J. H. G., SOUZA, P. A., FERNANDES, L. A., FRANCA A. B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15:265-287.
- MILNER S. C., DUNCAN A. R., WHITINGHAM A. M., EWART A. 1995. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Parará-Etendeka igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69:137-157.
- MILNER S.C., DUNCAN A.R., EWART A. 1992. Quartz latite rheoignimbrite flows of the Etendeka Formation, north-western Namibia. *Bull. Volcanol*, 54:200-219.
- MUZIO R., MORALES E., VEROSLAVSKY G., CONTI B. 2009. The Arequita Formation (Lower Cretaceous): Petrographic features of the volcanic facies in the Laguna Merín Basin, East Uruguay. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 16(1):19-28.
- NARDY A. J. R., MACHADO F. B., OLIVEIRA M. A. F. de. 2008. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(1):178-195.
- NARDY A. J. R., OLIVEIRA M. A. F., BETANCOURT R. H. S., VERDUGO D. R. H., MACHADO F. B. 2002. Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. SP, *Geociências*, 21:15-32.
- PEATE D. W., HAWKESWORTH C. J., MANTONAVI M. S., ROGERS N. W., TURNER S. P. 1999. Petrogenesis and Stratigraphy of the High-Ti/Y Urubici Magma Type in the Paraná Flood Basalt Province and Implications for the Nature of 'Dupal'-Type Mantle in the South Atlantic Region. *Journal of Petrology*. 40(3):451-473.
- PEATE, D. W. 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: MAHONEY J.J. & COFFIN M. (eds) *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism*. Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. 100: 217-245.
- PETERSON D. W., TILLING R. I. 1980. Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea Volcano, Hawai: field observations and key factors. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7:271-293.
- PETRINI R., CIVETTA L., LACUMIN P., LONGINELLI A., BELLIE G., COMIN-CHARAMONTI P., ERNESTO N., MARQUES L. S., MELFI A., PACCA I., PICCIRILLO E. M. 1989. High temperature flood silicic lavas from the Parana Basin (Brasil). *New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Bulletin*, 131:213.
- PICCIRILLO E. M., MELFI A. J. 1988. The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin – petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo: USP, 600p.
- PICCIRILLO, E. M., RAPOSO, M. I. B., MELFI, A., COMIN-CHIARAMONTI, P., BELLIE NI, G., CORDANI, U. G., KAWASHITA, K. 1987. Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná Basin (Brazil): K-Ar age, Sr-isotopes and geochemistry. *Geochimica Brasiliensis*, 1(1):53-69.
- ROISENBERG, A. 1989. Petrologia e geoquímica do vulcanismo ácido mesozoico da Província Meridional da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 285p.
- SCHMITZ, C. M. 2007. A Precipitação de neve no Brasil meridional. Dissertação de Mestrado. Pós-Graduação em Geografia, Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 67p.
- THIEDE, D. S., VASCONCELOS, P. M. 2010. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new ⁴⁰Ar/³⁹Ar results. *Geology*, 38:747-750.
- UMANN, L. V., DELIMA, E. F., SOMMER, C. A., LIZ, D. 2001. Vulcanismo ácido da região de Cambará do Sul, RS: Litoquímica e discussão sobre a origem dos depósitos. *Revista Brasileira de Geociências*,

31(3):357-364.

WAICHEL B. L., LIMA E. F., SOMMER C. A. 2006. Tipos de Derrame e Reconhecimento de Estruturas nos Basaltos da Formação Serra Geral: Terminologia e Aspectos de Campo. Pesquisas em Geociências, 33(2): 123-133.

WHITE I.C. 1908. Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. DNPM, Rio de Janeiro (1988). Parte I:1-300, Parte II:301-617.

WHITTINGHAM A. M. 1989. Geological features and geochemistry of the acidic units of the Serra Geral Formation, South Brazil. IAVCEI abstracts: Santa Fé, New Mexico, USA. p.293.

WOLFF J.A., WRIGHT J.V. 1981. Rheomorphism of welded tuffs. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 10:13-34.

Flows' morphology and stratigraphy of Serra Geral silicic eruptive sequence in the north hinge of Torres Trough of Paraná-Etendeka Igneous Province, Southern Brazil

Morfologia dos fluxos e estratigrafia da sequência eruptiva ácida Serra Geral no flanco norte da Calha de Torres da Província Ígnea Paraná-Etendeka, Sul do Brasil

Abstract

São Joaquim silicic eruptive sequence comprises dacites of Palmas Type (low TiO_2) and occupies the north hinge of Torres Trough. It is formed by dacitic plateaus and remnants mounds scattered above a basaltic-andesite volcanic landscape throughout the east part of Santa Catarina highlands to the cliffs of Serra Geral. Internal architecture, geometry and cyclicity of the lithofacies, linked to a micropetrographic analysis and lithogeochemical data allow understanding volcanic flows' original morphology, which suggests the presence of ancient large tabular and lobate silicic lava units or *mesas*; no pyroclastic feature is found. At least eight interdigitated/overlapped units are mapped around São Joaquim city (individual thickness of 125 m and length <40 km). These dimensions reflect high aspect ratios, similar to those basaltic ones. Basal and upper zones of the flows are formed by pitchstone layers. Towards the lava massive core, shear flow surfaces created locally pervasively platy joints (locally banding and folds). Towards the top large geodes give place to highly amygdaloidal zones. Presence of these tabular volcanic *mesas* suggests high effusion rates and temperature and well-insulated cooled crusts. The lava would have overflowed from long fissure vents creating an extensive surface connected to Etendeka.

1. INTRODUCTION

Some of the Large Igneous Provinces (LIPs) are entirely silicic, as the Chon Aike Province, framework of the icy Patagonian plains (Pankhurst et al. 1998). Even the dominantly mafic LIPs associated with the Gondwana breakup have varying amounts of silicic extrusive rocks related with them, commonly associated with welded to rheomorphic ignimbrites units of high temperature ($\cong 1.100^{\circ}\text{C}$) (White et al. 2009, Bryan et al. 2002, 2010, Ernest 2014). However effusive eruptions have also occurred and emplaced large-volume silicic lavas as described in North Atlantic Igneous Province, Madagascar (Mahoney & Coffin 1997) and Columbia River-Snake River Plain-Yellowstone in USA (Ellis et al. 2013, Branney et al. 2008, Bonnicksen & Kauffman 1982). Detailed studies recognized extensive silicic units formed by lava flows. According to Branney et al. (2008) the unusual *Snake River-type* (SR) lithofacies association includes large or then high aspect ratio rhyolitic lavas (Walker et al. 1973 of H/V (extent/thickness)); the Dorsey Creek Rhyolite exceeds 200 km^3 and 40 km length. It shows that SR-type rhyolitic lavas aspect ratios are high enough to match with those of basaltic lava fields ($t/d = 1:10^2$). In the arid west of Texas, the Bracks Rhyolite of Trans-Pecos extends through $1.000\text{ km}^2/75\text{ km}^3$ as a single tabular 35 km long body (Henry et al. 1990). Manley (1996a) described the Badlands Rhyolite (USA) as a lobate silicic unit widespread through 11.000 km^2 created by fissure volcanism. Keweenawan Plateau (USA) and Gawler Range (Australia) also are examples of volcanic fields with extensive silicic lava flows (Green & Fitz III 1993; McPhie et al. 2008).

1.1 The puzzling extensive silicic sheets

Because of the large extent of the layers, low exposure or relief dissection that created erosion gaps, the silicic units of Paraná-Etendeka Igneous Province (PEIP) were all previously understood as rheoignimbrites, which hypothetically the pyroclastic textures were masked during the emplacement process (Whittingham 1989, Garland et al. 1995, Petrini et al. 1989, Roisenberg 1989, Milner et al. 1992, Milner et al. 1995). The source of the silicic eruptive sequence was attributed to the Messum Crater in Namibia by Milner et al. (1995). Indeed locally eutaxitic textures are preserved as described in Bergsig Formation, Etendeka Group (Miller 2008) and in some places of southern Paraná (Luchetti 2015). Volcaniclastic/epiclastic sediments are identified by Riccomini et al. (2016) in Rio Grande do Sul as deposits formed of reworked pyroclastic material deposited during silicic magmatic activity. On the other hand widespread silicic lava flows and locally lava domes and conducts are recognized in South American counterpart of Paraná-Etendeka LIP (Comin-Chiaramonti et al. 1988, Bellieni et al. 1986, Umann et al. 2001, Lima et al. 2012, Waichel et al. 2012, Chmyz 2013, Polo & Janasi 2014, Simões et al. 2014, Rosseti et al. 2017).

1.2 Torres-Huab Trough in Paraná-Etendeka LIP

The origin of PEIP, which comprehends one of the largest eruptive episodes in Earth's history, preceded the break up of South Gondwana and the opening of the South Atlantic Ocean. In central-east of South America, Paraná-Etendeka LIP overlie and intrude the sedimentary rocks of Paraná Basin throughout parts of Brazil, Argentina, Paraguay and Uruguay, and it has a preserved emerged area estimated about 1.200.000 km² of which silicic volcanic rocks, mainly dacites and rhyolites, cover 64.000 km² and comprise 3% of the total volume of the Paraná LIP (Melfi et al., 1988; Bellieni et al. 1986, Nardy et al. 2008)(Figure 1).

In Brazil the volcanic pile is known as Serra Geral volcanics (White, 1908; Gordon Jr. et al. 1947), a designation derived from the easternmost escarpment of the eruptive sequence which edges reach between 1,000 to 1,850 m above sea level, limiting the Southern Brazilian Highlands through a set of canyons and steep cliffs off the coast in Santa Catarina and Rio Grande do Sul states. This region matches with the Torres Trough threshold, a large trough structure with NW-SE main orientation which worked as a paleo-depression formerly connected to the Huab Basin (Namibia) in the Early Cretaceous and possibly during the main rifting phase (Waichel et al., 2015). The African counterpart of the LIP outcrops mainly in northwestern Namibia as the Etendeka Group and overlie the bedrocks throughout 78,000 km² (Erlank et al., 1984); almost a half of this areal extent is formed by silicic rocks recognized as quartz-latite extensive rheognimbrites sheets (Milner et al. 1992; Milner et al., 1995). The name Etendeka in the language of native Himba people means “place of flat-topped mountains” due to the typical table-topped mounds spotting the Etendeka Plateau. And unlike what happens in Brazil, the volcanic plateau in Namibia raises gradually from coastal region to inland highlands, without forming cliffs.

Both Paraná and Etendeka provinces can be divided according to TiO₂ content; high TiO₂ (>2%) domain encloses preferably northern basic flows to porphyritic rhyodacite (Chapecó Type) units of the provinces while low TiO₂ (<2%) domains does southern units, including the aphyric extensive silicic units grouped in Palmas Type (Piccirillo & Melfi, 1988; Nardy et al. 2008). In Paraná side at least two sub-provinces are distinguishable, Southern and Central-Northern, which have developed both independently and in conjunction during part of their history (Licht 2016).

The first Paraná-Etendeka volcanic activity overlaid an ancient desert, a palaeoerg, that comprises the aeolian sandstones of Botucatu and Twyfelfontein formations, in Paraná and Huab basins, respectively (Jerram et al., 1999). According to Waichel et al. (2012) and Rosseti et al. (2014), the stratigraphy of the Torres Trough can be divided in five volcanic episodes above the palaeoerg: 1 – Basic volcanic episode I (compound pahoehoe); 2 - Basic volcanic

episode II (simple pahoehoe), 3 - Acidic volcanic episode I (lava domos), 4 - Basic volcanic episode III (rubbly pahoehoe) and 5 - Acidic volcanic episode II (tabular lava flows), the last two also identified in São Joaquim eruptive sequence.

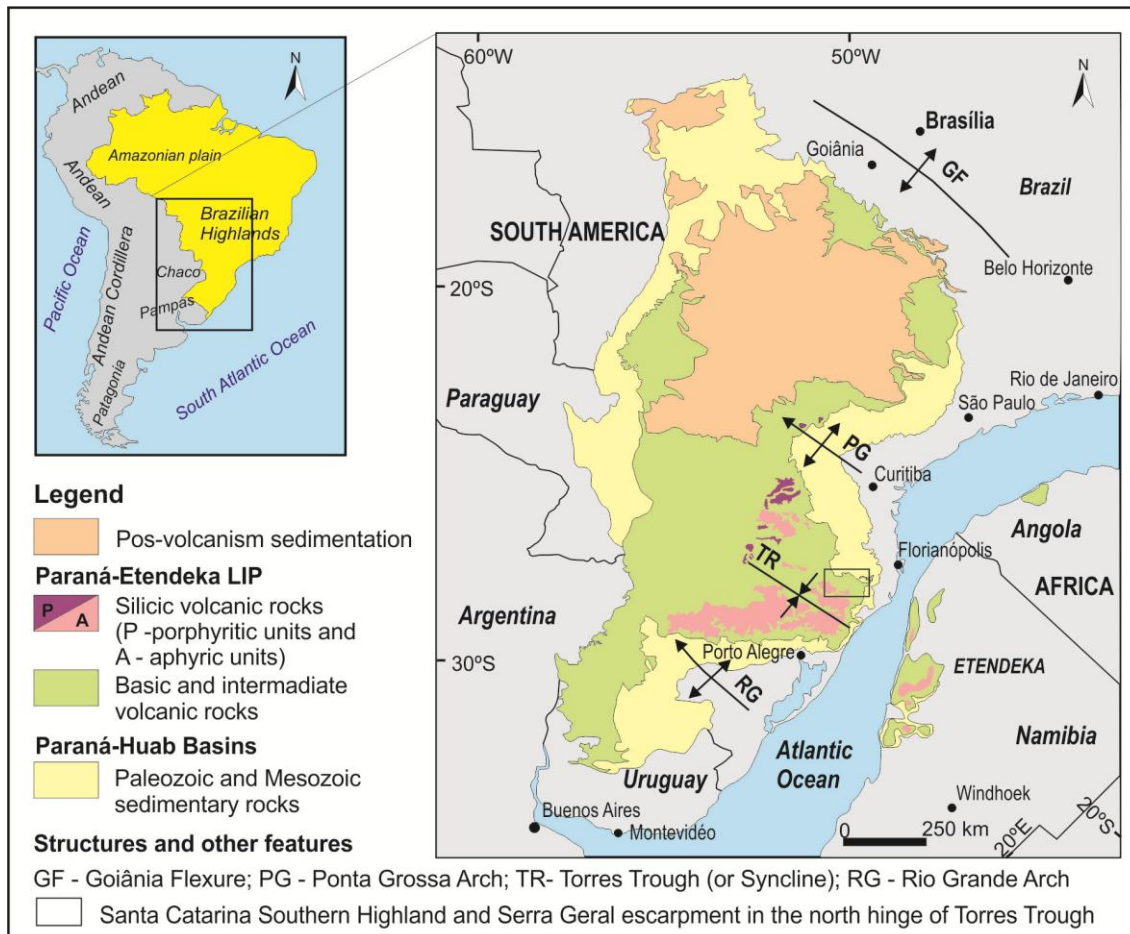


Figure 1: Paraná-Etendeka Igneous Province volcanic remnants. Are inside the rectangle is detailed in Figure 2. Source: Modified from Licht (2016).

The silicic rocks of PEIP are characterized by high crystallization temperatures. Milner et al. (1992) obtained temperatures between 995 and 1,025°C for Etendeka while Bellieni et al. (1984) obtained a temperature of $1,030 \pm 38^\circ\text{C}$ for the Paraná rocks. Simões et al. (2014) calculated the temperatures of the Torres Trough lavas in Rio Grande do Sul at $1,067 \pm 25^\circ\text{C}$. It was what might have helped lavas flow through a longer distance.

The Palmas Type silicic rocks are classified into subtypes according to the TiO_2 and P_2O_5 contents (Nardy et al. 2008). In this way, Santa Maria subtype is defined by $\text{TiO}_2 \leq 0,87\%$ and $\text{P}_2\text{O}_5 \leq 0,21\%$; Clevelândia subtype by $\text{TiO}_2 \leq 0,87\%$ and $0,21\% < \text{P}_2\text{O}_5 \leq 0,23\%$; Jacuí subtype by $1,05\% < \text{TiO}_2 < 1,16\%$ and $0,28\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,31\%$; Caxias do Sul subtype by $0,91\% < \text{TiO}_2 < 1,03\%$ and $0,25\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,28\%$; Anita Garibaldi subtype by $1,06\% < \text{TiO}_2 < 1,25\%$ and $0,32\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,36\%$. Nardy et al. (2008) relate the surface and stratigraphic distribution of these rocks to their chemical composition, as observed in Etendeka by Milner et al. (1995), Marsh et al. (2001,

2007) and Miller (2008). Subtype Anita Garibaldi most often overlay Caxias do Sul subtype rocks, as its correlated unit in Namibia, Beacon Formation, overlain Grootberg and Wêreldsend formations (correlated to Caxias do Sul subtype).

There is a lack of stratigraphic studies in some regions of the Paraná LIP when it compared to other LIPs, especially in the silicic sequence of wild highlands areas near the great Serra Geral escarpment in Santa Catarina state of southern Brazil. This paper presents the stratigraphic framework and morphologic details of the silicic lava succession of São Joaquim Plateau region, in the north hinge of the Torres Trough area. In addition it brings that this silicic sequence is formed by many volcanic *mesas* created by extensive lava flows and is divided in at least three stratigraphic and litochemical sub-groups. The emphasis of this study is on the physical aspects of rocks, such as the architecture and geometry of bodies, their spatial distribution and microscopic features indicative of the generating processes.

2. GEOLOGICAL SETTING

São Joaquim Plateau (SJP) expands over 270 km², where the relief is predominantly mild due to the silicic volcanic framework 100 m thick below. The plateau altitudes vary from 1,000 m in western to 1,445 m in northeastern, that is a slightly dip (Besser et al. 2015). This steep-sided plateau divides into two crests that extend as interflows toward the west and its geomorphology is marked by hills interspersed by wetlands. In addition to these larger areas as SJP, silicic rocks occupy dozens of hills top scattered throughout the Santa Catarina highland to the east near the Serra Geral cliffs, where the occurrence of these rocks locally expands again forming Santa Barbara Plateau (SBP), the highest in the PEIP, above 1,700 m of altitude (**Figure 2** and **Figure 3**).

Peate et al. (1999) studied seven stratigraphic profiles in the São Joaquim region to understand the behavior of high Ti/Y basalts, the most southern occurrences of these magmas in the Paraná Province. They identified 18 high Ti/Y flows (Urubici type), interbedded with low Ti/Y (Ti/Zr <70 ppm; Gramado type) basalts. Only at the top of Morro da Igreja (1.822 m) it was found a low Ti/Y (Ti/Zr > 60 ppm) flow of Esmeralda type (**Figure 2**). The lavas of the São Joaquim region successively covered sediments of the Botucatu Formation towards the northeast, showing that there was a pre-eruptive gap relief of up to 400 m between the areas of the Serra do Rio do Rastro and Serra do Corvo Branco (**Figure 2**).

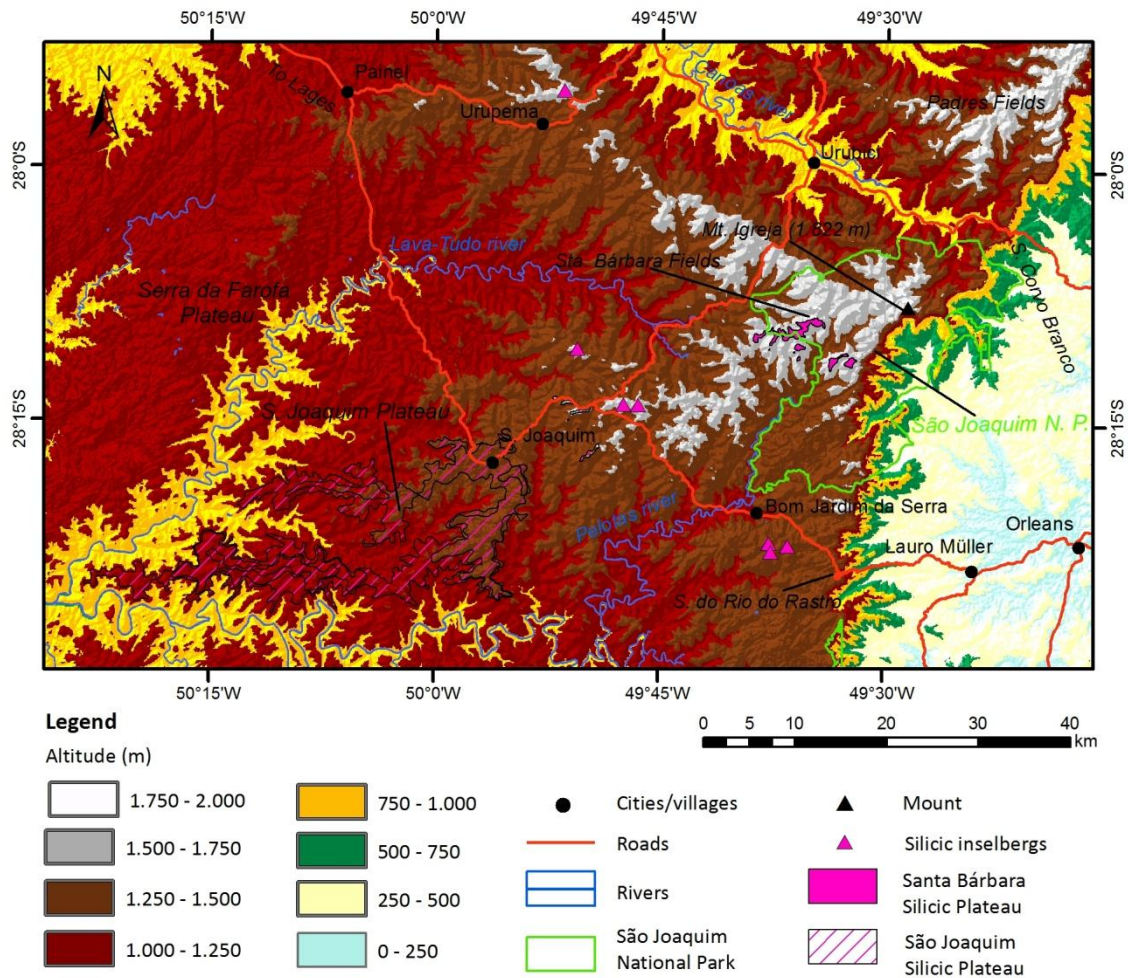


Figure 2: Regional map of Santa Catarina southern highlands.

3. METHODS

The Serra Geral ridge and its reverse volcanic plateau have a wet and temperate climate and are covered mainly by native pine forests (*Araucaria angustifolia*) interspersed with steppes remnants. In this scenario weathering processes create widespread regolith and exposure of rocks became intermittent. Besides that continuity of outcrops is difficult because the erosion shaped the ancient volcanic flows into lonely plateaus or small inselbergs. Then sometimes a tabular silicic volcanic mesa turned to little mounds above the underlying silicic mesa, giving it the false appearance of lava domes (Figure 3)

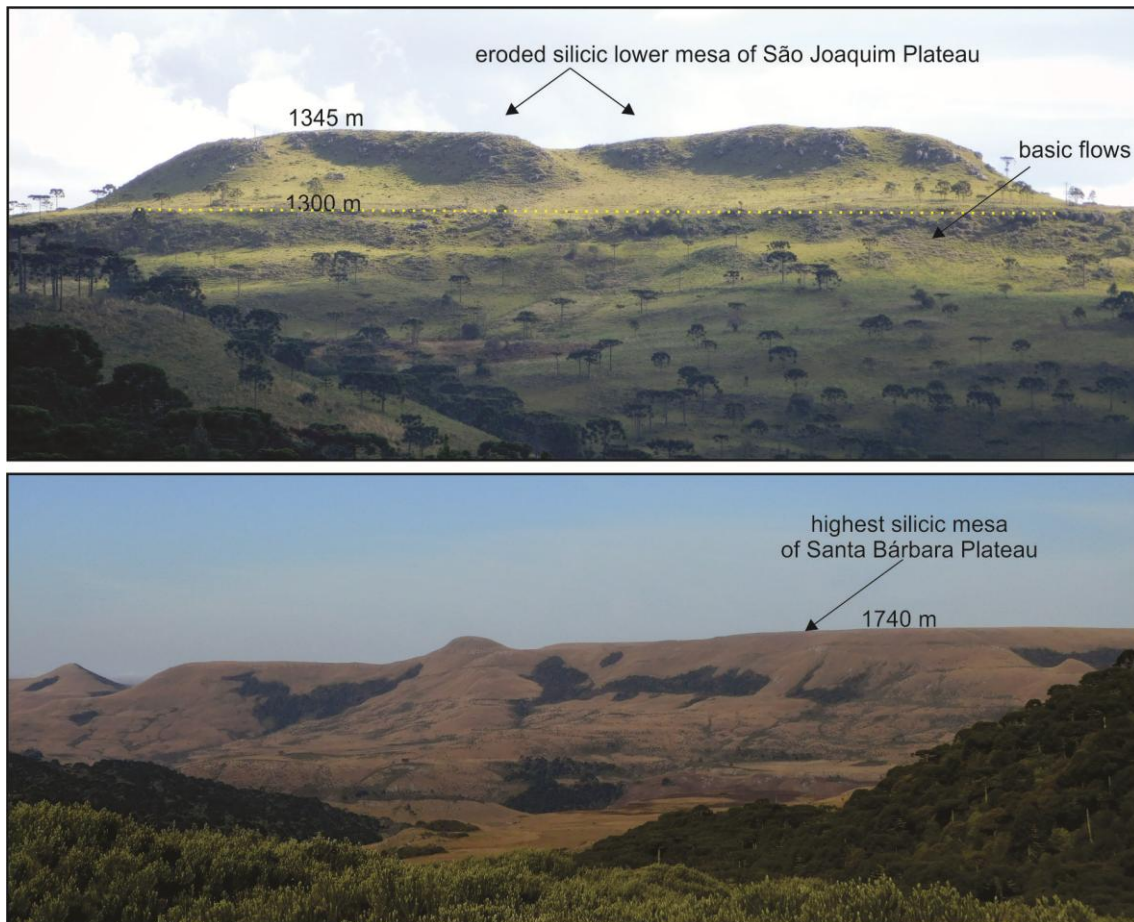


Figure 3: The silicic eruptive sequence sustains the plateaus of São Joaquim and Santa Bárbara which volcanic mesas create a landscape of flat-topped mounds.

Although a set of 157 outcrops, dozens of hand samples, 56 thin sections and 47 chemical analysis allowed the understanding of São Joaquim Plateau (SJP) through the following methods: (1) detailed mapping work rescuing topographic charts and aerial images and searching for regional structures and relief break features; (2) recognition of field lithofacies (McPhie et al. 1993): four lithotypes can easily be identified in field: basalt (B), microgabbro (E), silicic rock (D) and pitchstone (P); the combination of lithotype, textural and structural features (presence, amount and shape of the vesicles/amygdales; presence of horizontal or top deflected platy joints) results in a field lithofacies table; (3) lithofacies grouping in three geological associations; (4) morphologies descriptions: the lateral and/or vertical reappearance of the lithofacies allows the proposition of volcanic individual units described as flows or mesas; (5) microscopic petrography provides detailed data to confirm presence of flow banding, crystal orientation, phenocrysts or possible pyroclastic textures; (6) litochemical data comes to endorse the continuity of the same volcanic unit through erosion gaps. The aliquots were performed by X-ray fluorescence in the laboratories of UNESP-Rio Claro and UFPR-LAMIR (Laboratório de Análise de Minerais e Rochas). The major oxides were

analyzed from molten pellets and are expressed as percentages by weight of oxides: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e P₂O₅. Trace elements were analyzed in press pellets and are expressed in µg/g: Cr, Ni, Ba, Rb, Sr, La, Ce, Zr, Y, Nb, Cu, Zn, Co, V and Ga. The LOI (loss on ignition) values of the samples range from 0.59% to 3.07%. The chemical data of the oxides were recalculated to 100% on anhydrous basis. The geochemical correlation among the eroded volcanic mesas is based mainly on the TiO₂, P₂O₅, Zr and Cu contents of the rocks, since they are less mobile components (Milner et al. 1992).

4. RESULTS

The lithofacies provide important clues about the architecture of the volcanic units and from them it is possible to interpret the ancient characteristics of the volcanic flows. Lithochemistry is also used to classify the rocks as it follows: silicic ones, including the pitchstones are classified as dacites, the extrusive ones do as basaltic-andesites and the intrusive have basaltic composition (Besser 2017). The 21 lithofacies are grouped in three geological associations guided by the stratigraphic position of the rocks: basic volcanic episode (BVE), silicic volcanic episode (SVE) and basic intrusive episode (BIE) (**Table 1**).

Table 1: Lithofacies code, description and interpretation to the rocks of São Joaquim eruptive sequence in the north hinge of Torres Trough.

Lithofacies	Description	Interpretation
	Basic Intrusive Episode	Shallow intrusions (dykes and sills) with basaltic composition
hJB	Aphanitic to fine phaneritic massive basalt with horizontal polygonal joints	Dyke
vjE	Fine to medium phaneritic massive microgabbro with vertical joints	Sill
	Silicic Volcanic Episode	Tabular and lobate lava flows forming volcanic “mesas” with dacitic composition
aaP	Highly amygdaloidal weathered pitchstone; local breccias and flow banding	Carapace of volcanic foam (vesicular pumiceous zone); posteriorly filled by clay minerals; local autobrecciation; flow margins (mainly top and front)
aP	Weathered pitchstone with oblate amygdales	Basal zone of the flows (inland position)
bP	Banding and/or folded pitchstone	Flow sealant (obsidian layer/lense wrapping the flow core)
mP	Massive pitchstone	Flow sealant (obsidian layer/lense wrapping the flow core)
vjP	Vertical jointed pitchstone	Feeder dyke (?)
gD	Hyaline or lithoidal dacite with large amygdales, vesicles or geodes	Flow upper zone
aD	Lithoidal dacite with sparse amygdales	Flow core top
mD	Massive lithoidal dacite with salt-and-pepper texture	Flow core
bD	Flow banding dacite	Flow basal zone
fbD	Folded banded dacite	Flow basal zone when it has flown above wavy substrate
pjD-h	Narrow horizontal platy jointed dacite	Flow basal zone
pjD-t	Narrow top deflected platy jointed dacite	Flow front end margin
vjD	Vertical jointed dacite	Flow margin or feeder dyke (?)
	Basic Volcanic Episode	Flows with rubbly pahoehoe, sheet pahoehoe or

		lobate pahoehoe morphologies; basaltic andesite composition
aaBr	Amygdaloidal basaltic breccia	Flow upper brecciated zone (broken crust)
aaB	Amygdaloidal basalt	Flow upper zone (crust)
mB	Massive basalt	Flow core
aB	Basalt with amygdales	Flow basal zone
fB	Magmatic flow basalt	Flow basal zone
gB	Basalt with giant geodes (>30 cm)	Flow upper zone

4.1 Morphology of volcanic silicic flows

The dacitic flows have normally extensive ($>> 5$ km), thick (~50-100 m) and tabular geometry and their margins are lobate. Both small (decametric) and extremely large (kilometric) lobes can be found, which are wrapped by metric pitchstone layers (**Figure 4**). When it's massive, the pitchstone layers are preserved as a black grease glass, but, when it's richly vesiculate the weathering turned it in an orange or yellowish saprolite easily recognizable. Both Nardy et al. (2008) and Milner et al. (1992) identified these saprolites as a result of glassy altered or weathered rocks.

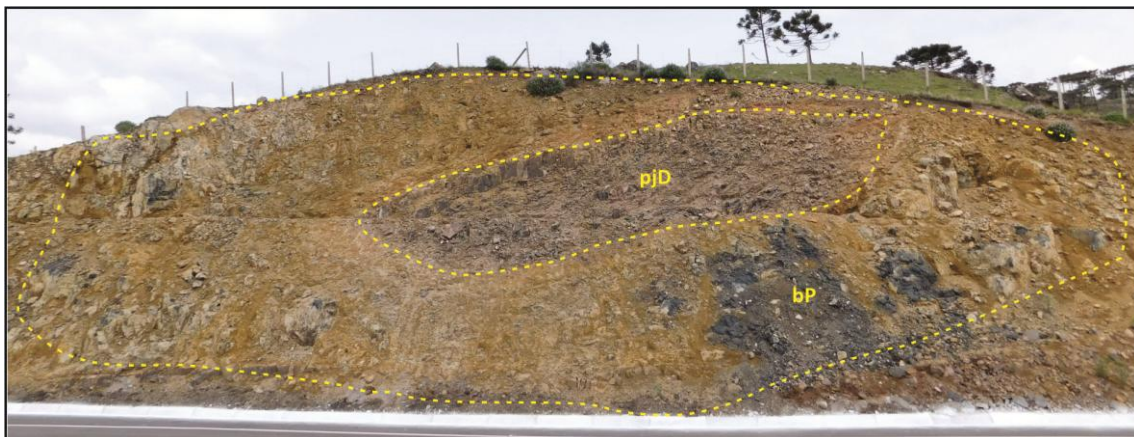


Figure 4: Small lava lobe wrapped by banded pitchstones (bP) with platy jointed dacite occupying the core (pjD).

4.1.1 Flow basal zone

Weathered reddish brown pitchstone with oblate amygdales (aP) makes up the basal zone of the flows, a pack of decimetric thickness up to a few meters. Amygdales geometry indicates flattening by overload (**Figure 5a**). These pitchstones are overlaying highly amygdaloidal facies (aaP) of the underlying upper flow zone through wavy or completely sharp contact, marking the beginning of a new volcanic flow upwards. Therefore they are record of the basal volcanic glassy layer formed by the rapid lava cooling on the surface. It would have worked as a "rug" to drain the rest of the lava. Above this level, horizontal platy jointed (pjD-h) or flow banding dacites (bD) compose a thick pack which extends to the flow core.

Hypohyaline to holocrystalline narrow platy jointed dacites (pjD) are observed both in the interior and in the edges of the flows and can occupy 1/3 of the total thickness (**Figure**

5b). In the interior these structures are horizontal or sub-horizontal and extend for kilometers of very homogeneous form. Platy joints are interpreted as weakness surfaces of the rock coincident with the cooling isotherms of the volcanic flow. It is possible that there would be some movement of the lava when the solidification process began. During flow placement, the central portion (core) would have a velocity subtly greater than its lower edge. This difference in lava velocity would have generated shear planes that materialized as platy joints.

Dacites with flow structures and/or banding (bD) are in the same architectural position of platy jointed dacites (pjD) and sometimes can be confused with them. In most cases, volcanic banding lithofacies (bD) is not accompanied by any observable flow feature in thin section. However, flow structures are locally present, as the orientation of plagioclase or pyroxene crystallites and rarely phenocrysts (**Figure 5c**). Local metric folds and centimetric contortion are present. These metric folds are interpreted as the response of the volcanic flow to the terrain protuberances (**Figure 5d**).

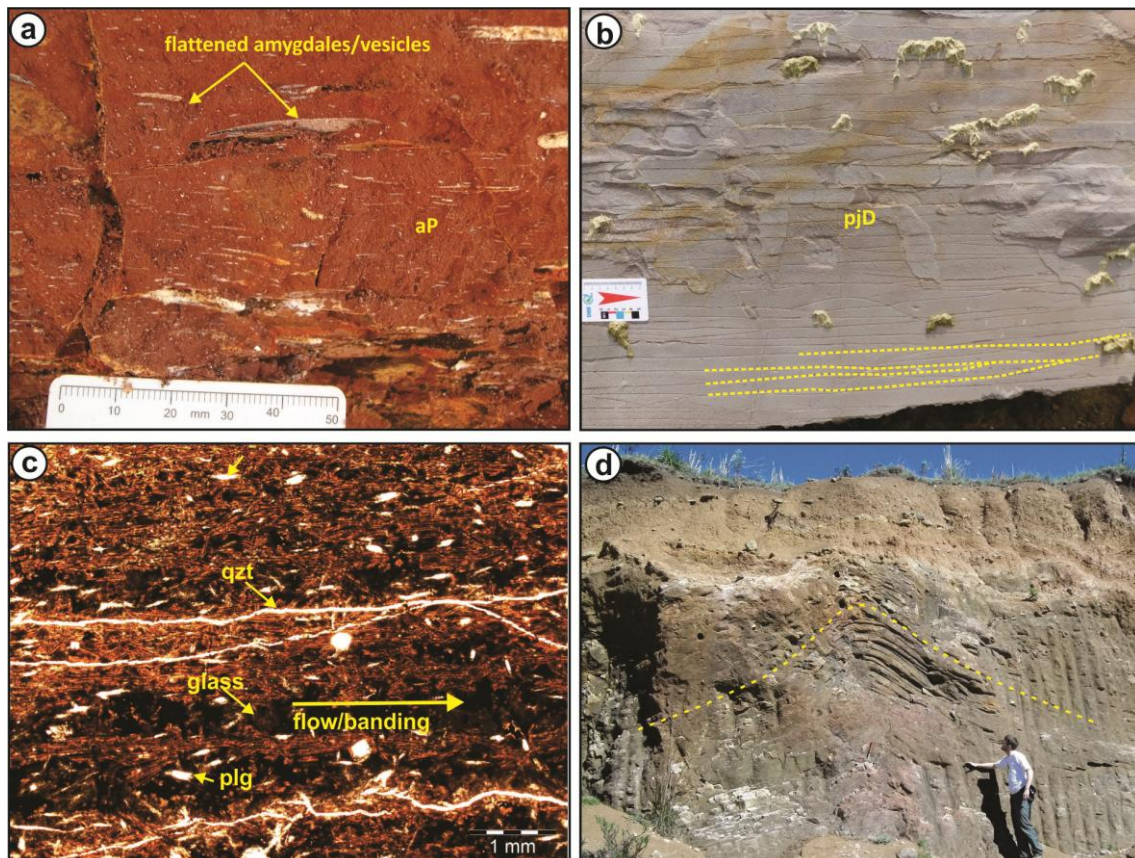


Figure 5: Lithofacies of basal and front zones of the silicic lava flows in SJP; (a) weathered pitchstone with oblate amygdales (aP); (b) platy jointed dacite (pjD); (c) photomicrography of banded hyaline dacite (bD) with flow banding marked by crystallites orientation and quartz bands; qzt – quartz, plg – plagioclase, orthoscopy; (d) folded banded dacite (fbD);

4.1.2 Flow core

Massive and very homogeneous dacites (mD) occupy the flow core, which maximum thickness can reach up to 60 m. The degree of crystallinity and devitrification of this zone are greater. Wide and sub-horizontal joints common in this zone are interpreted as relief joints caused by erosion decompression as described by Faust (1978). Towards the top some aligned zeolites amygdales and small amethyst geodes show up indicating ascending paleoflow (aD).

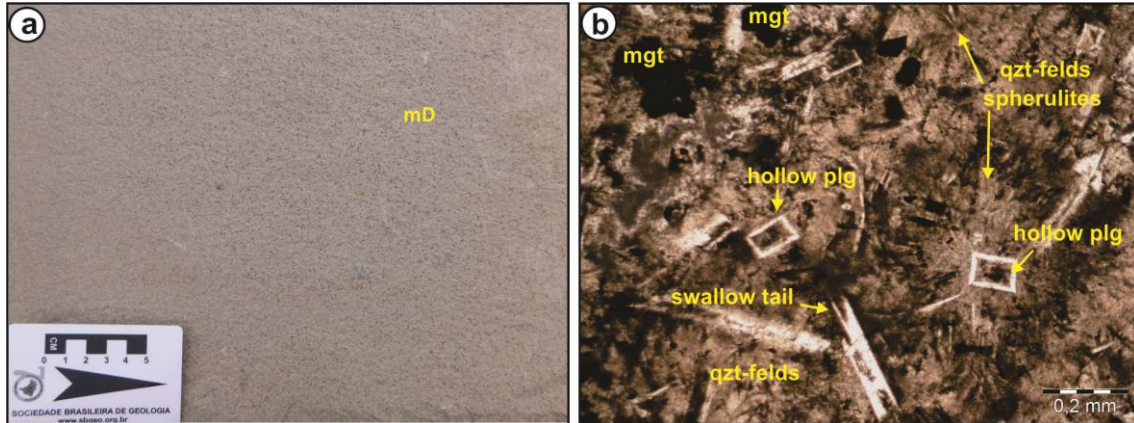


Figura 6: Flow core; (a) massive lithoidal dacite (mD) and (b) photomicrographiy showing hollow and swallow tail plagioclase crystals, quartz-feldspar devitrification aggregates within spherulites (qzt- quartz; plg – plagioclase; mgt – magnetite; natural light).

4.1.3 Flow upper and front zones

Towards the upper zone, hyaline dacites with large vesicles and geodes (gD) are present (Figure 7a and b). Highly amygdaloidal and vesicular pitchstones and breccias lithofacies (aaP) make up the top and the front of silicic flows, as ancient volcanic scoreaceous foam and rubbish (Figure 7c and d). Cavities are milimetric to centimetric, show irregular shapes, can occupy up to 90% of the sample and sometimes are aligned showing orientation; they are filled by clay minerals, zeolites and often quartz. The proximity of the flow's margins is assumed when the platy joints deflect to the top (as observed by Manley (1996a) in the Badlands Rhyolite) (Figure 8a).

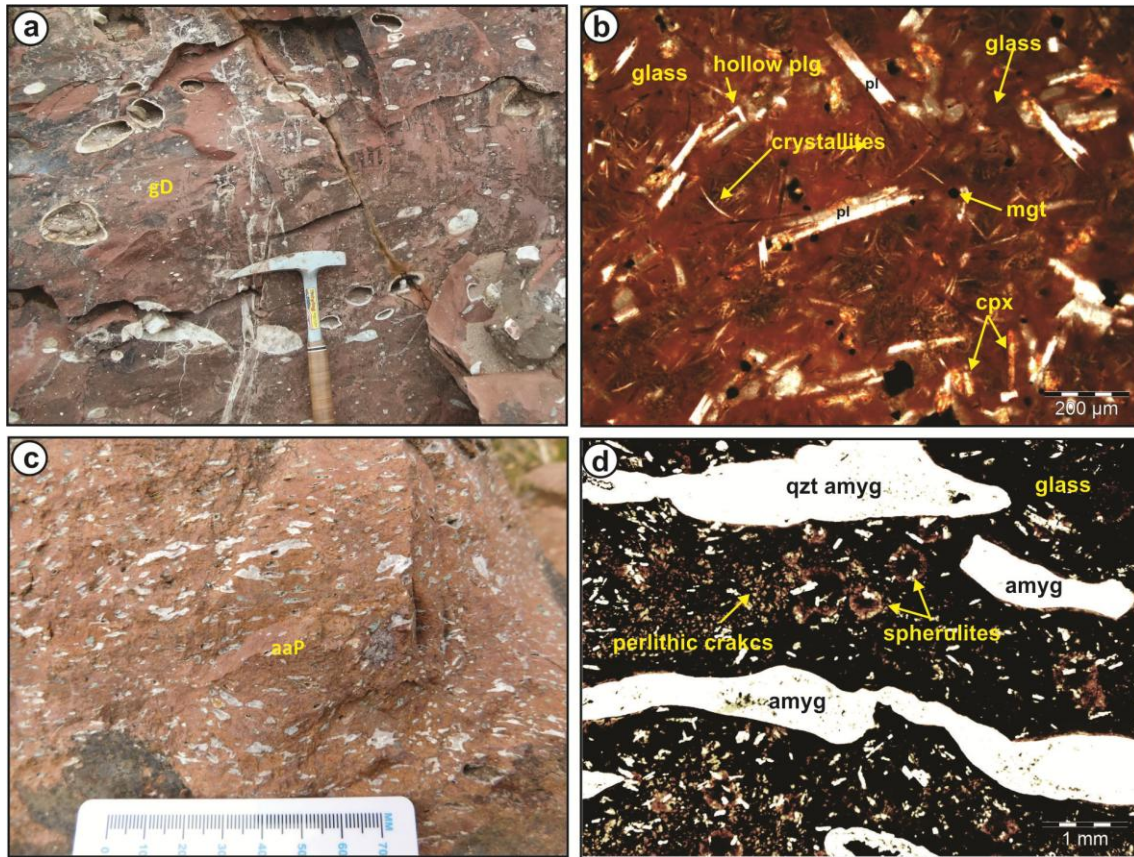


Figure 7: Flow upper zone; (a) hyaline dacite with large vesicles and geodes (gD); (b) photomicrography of hyaline dacite (gD) where hollow and swallow tail plagioclase can be distinguished among a glassy matrix; plg – plagioclase, cpx – clinopyroxene, mgt – magnetite; orthoscopy; (c) flow upper zone with weathered amygdaloidal pitchstone (aaP); (d) photomicrography of highly amygdaloidal pitchstone (aaP) where it's possible to distinguish perlitic cracks and spherulites in the altered glass; amyg – quartz amygdaloids; natural light.

Unweathered massive pitchstone lenses or fragments can be found within this amygdaloidal material. In addition irregularly shaped volcanic fragments are locally observed, which may deflect the flow structure observed by the preferential orientation of the amygdaloids (**Figure 8b**). These fragments, less or more vesiculated, are interpreted as resulting from the autobrecciation of the lava. These autobrecciated levels represent the aprons of silicic flows, a set of clasts generated from the fragmentation of the outer part of the crystallized lava stacked at the edges of the moving volcanic flow (also observed by Henry et al. (1990) in the Bracks Rhyolite). The layers currently formed by massive or banded pitchstones (mP and bP), between 0.5 and 10 m thick, are interpreted as sealant obsidian layers (**Figure 8c** and **d**). It occurs in the basal, marginal and top areas of thick flows and also as envelopes of small lava lobes (**Figure 4**). When massive, the pitchstones resist to the weathering and, therefore, they outcrop as positive expressions of relief, evidencing the margins of the volcanic units.

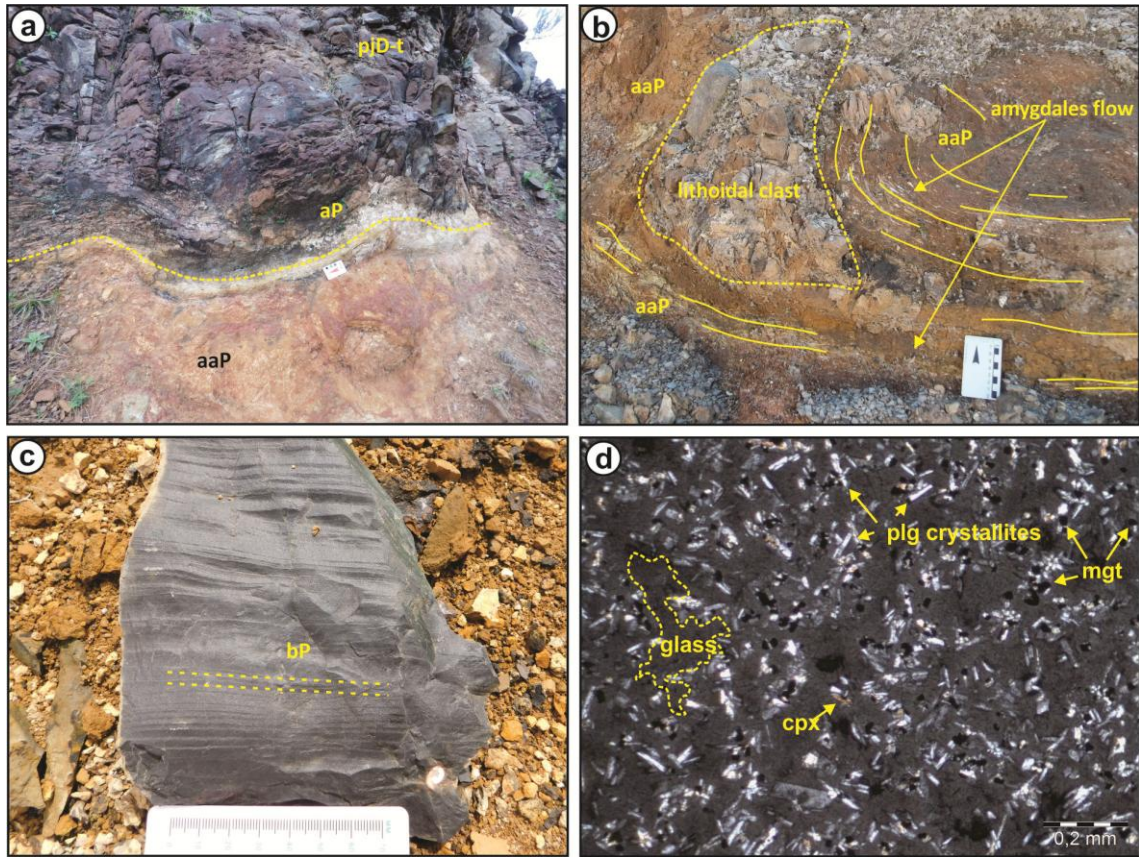


Figure 8: Flow margins: (a) flow front zone with highly amygdaloidal weathered pitchstone and autobreccia (aaP) overlaid by aP lithofacies (which is overlaid by dacites with top deflected platy joints (p/D-t); (b) dacitic lithoidal clasts deflecting amygdaloid flow (aaP); (c) banded pitchstone flow sealant (bP); (d) photomicrography of massive pitchstone where crystallites can be devised in a glassy matrix; plg – plagioclase, cpx – clinopyroxene, mgt – magnetite; orthoscopy.

The morphology of the silicic volcanic flows of the São Joaquim region is summarized and exemplified in **Figure 9**. In (a) the original morphology is showed while in (b) the action of weathering and erosion created masks the original features.

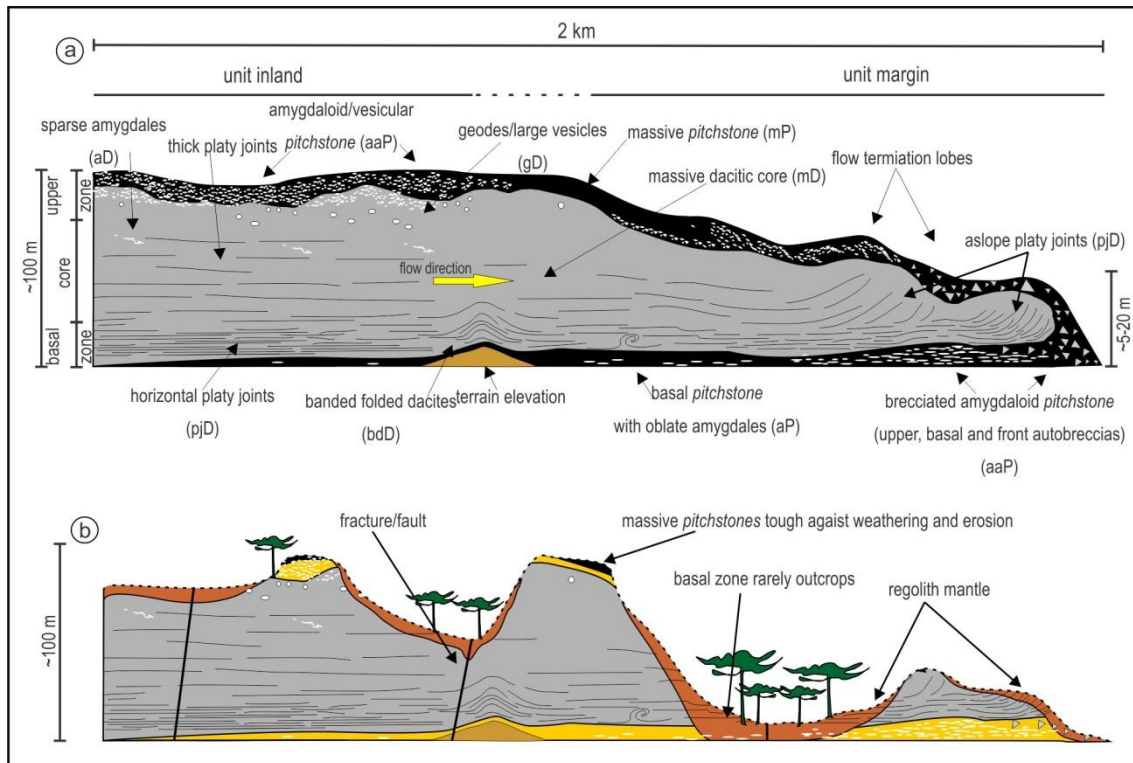


Figure 9: 2D models for the silicic volcanic mesas profile; (a) ancient morphology of the dacitic flows and (b) nowadays configuration of the volcanic remnants.

The quarrying used by Army is located next to SC-114, 14 km from São Joaquim, toward Pelotas river pass. The geologic section raised there is very significant and showed many of morphologic features presented above (Figura 10).

Army Quarry Section SJ-241 to 255

Altitude (m)

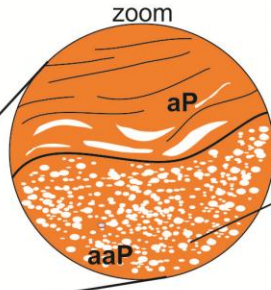
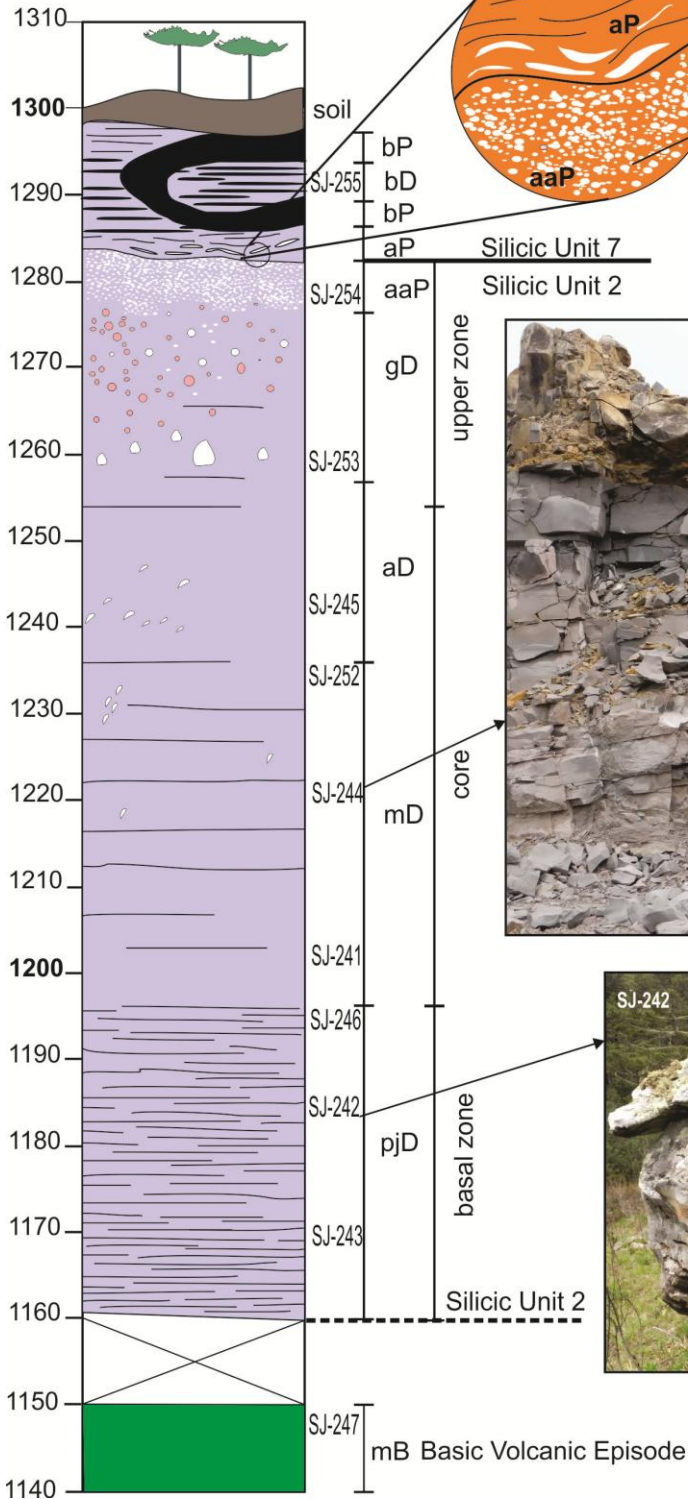


Figure 10: Geological profile of lower eruptive sequence (Unit 2); lithofacies code as in Table 1.

4.2 Litogeochemistry

In the TAS ($(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times \text{SiO}_2$) diagram of Le Maitre et al. (1989), it is observed that shallow intrusions have basaltic composition, whereas flows have basaltic-andesite composition. The silicic rocks are classified mainly as dacites mainly of Caxias do Sul subtype (Nardy et al. 2008) (Figure 11a). Variation diagram $\text{TiO}_2 \times \text{Cu}$ shows an increase content of copper as the samples move up in the stratigraphy. It is possible to recognize three subgroups that are linked exactly to the (1) lower, (2) upper and (3) uppermost eruptive sequences of São Joaquim and Santa Bárbara plateaus (Figure 11b and Figure 12).

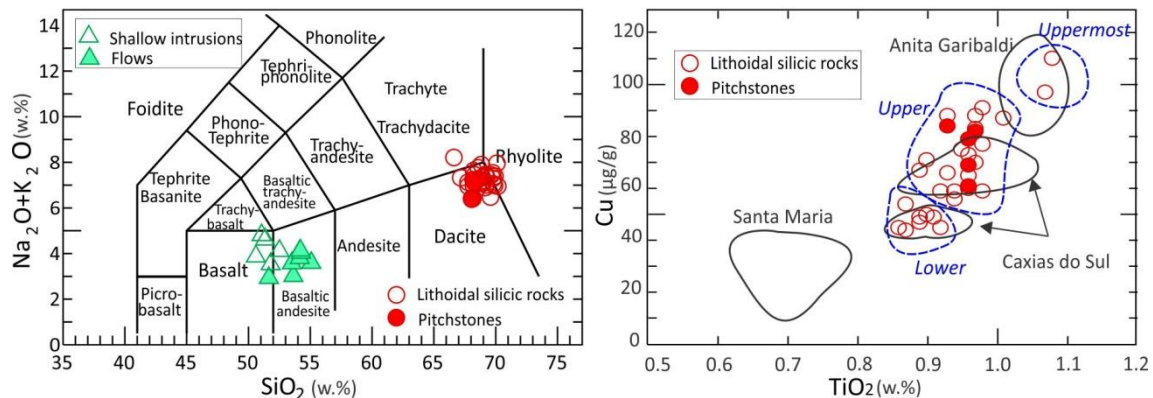


Figure 11: São Joaquim eruptive sequence rocky samples classification according to TAS (total alkalis x silica) diagram of Le Maitre et al. (1989) to volcanic rocks (N=55); variation diagram showing the distribution of silicic rocks of São Joaquim region (lower, upper and uppermost eruptive sequences) according to Cu and TiO_2 contents (black line circles based on Marsh et al. 2001 and Garland et al. 1995).

4.3 Cartography and stratigraphy of São Joaquim eruptive sequence

The eruptive sequence is formed by at least eight silicic volcanic units emplaced above an extensive basic lava field of low TiO_2 basaltic-andesites. After, all the sequence was crossed by shallow intrusions of high TiO_2 magma (Figure 12). There is not very significant lateral variations of silicic mesas thicknesses, those lobed margins are narrower and branched than the inner zones and both are enveloped by glassy layers. The maximum thickness of the silicic sequence is about 140 m, but it has an average thickness of 100 m, then total remaining volume in the main plateau of São Joaquim is 27 km^3 .

4.3.1 Basic Intrusive Episode (BVE)

Basic sills and small dykes of basaltic composition are intruded in the silicic sequence. They have high TiO_2 (3.6-3.9%) content and $\text{Ba/Y} > 14 \mu\text{g/g}$. Some low TiO_2 (1.39-2.05%), high Ti/Zr (82-97 $\mu\text{g/g}$) dikes with metric thickness and N-S orientation are also mapped and cross the silicic sequence both in SJP and SBP (Table 2). The stratigraphic position of these intrusions shows that this volcanic system could have fed flows on the surface above silicic sequence in this region.

4.3.2 Silicic Volcanic Episode – uppermost sequence

The upper volcanic flow of the Santa Bárbara Plateau in the north of São Joaquim National Park comprises the uppermost silicic unit in stratigraphy of Santa Catarina southern highlands (28°10'53"S;49°32'42"W; 1.720 m). It is a tabular 250 m length and 30 m thick remnant of low TiO₂ (1.05%) and high Cu (97 µg/g) contents dacitic flow, of Anita Garibaldi subtype (**Table 2**). It is overlapping other dacitic flows of Caxias do Sul subtype.

4.3.3 Silicic Volcanic Episode – upper sequence

The upper eruptive sequence comprises at least six volcanic mesas in SJP and surrounding areas (**Figure 12**). They are characterized by top increase vesiculation, with extremely amygdaloidal upper zones, with flow banding. The core is devitrified and the basal zones show laminar flow, flow banding and rarely autobreccias; narrow platy joints are widespread. Pitchstones layers or lenses wrapped the units. The chemical range to this upper sequence is SiO₂ between 66-70%, TiO₂ 0.92-1.01%, P₂O₅ 0.28-0.31% and Cu 62-78 µg/g (**Table 2**).

4.3.4 Silicic Volcanic Episode – lower sequence

The lower eruptive sequence comprises one large and thick volcanic mesa that sustains the base of SJP (**Figure 12**). It has highly amygdaloidal upper zones, pitchstone layers, orientated clinopyroxene phenocrystals and magmatic flow at the basal zones. The chemical range to this lower sequence is SiO₂ between 69-70%, TiO₂ 0.86-0.89%, P₂O₅ 0.26-0.28% and Cu <50 µg/g (**Table 2**).

4.3.5 Basic Volcanic Episode

An extensive and thick basaltic-andesite lava field composed mainly by rubbly pahoehoe flows comprises the framework of SJP (**Figure 12**). These rocks have predominately low TiO₂ contents (~1.34-1.55%) and Sr/Y >7.5 µg/g (**Table 2**).

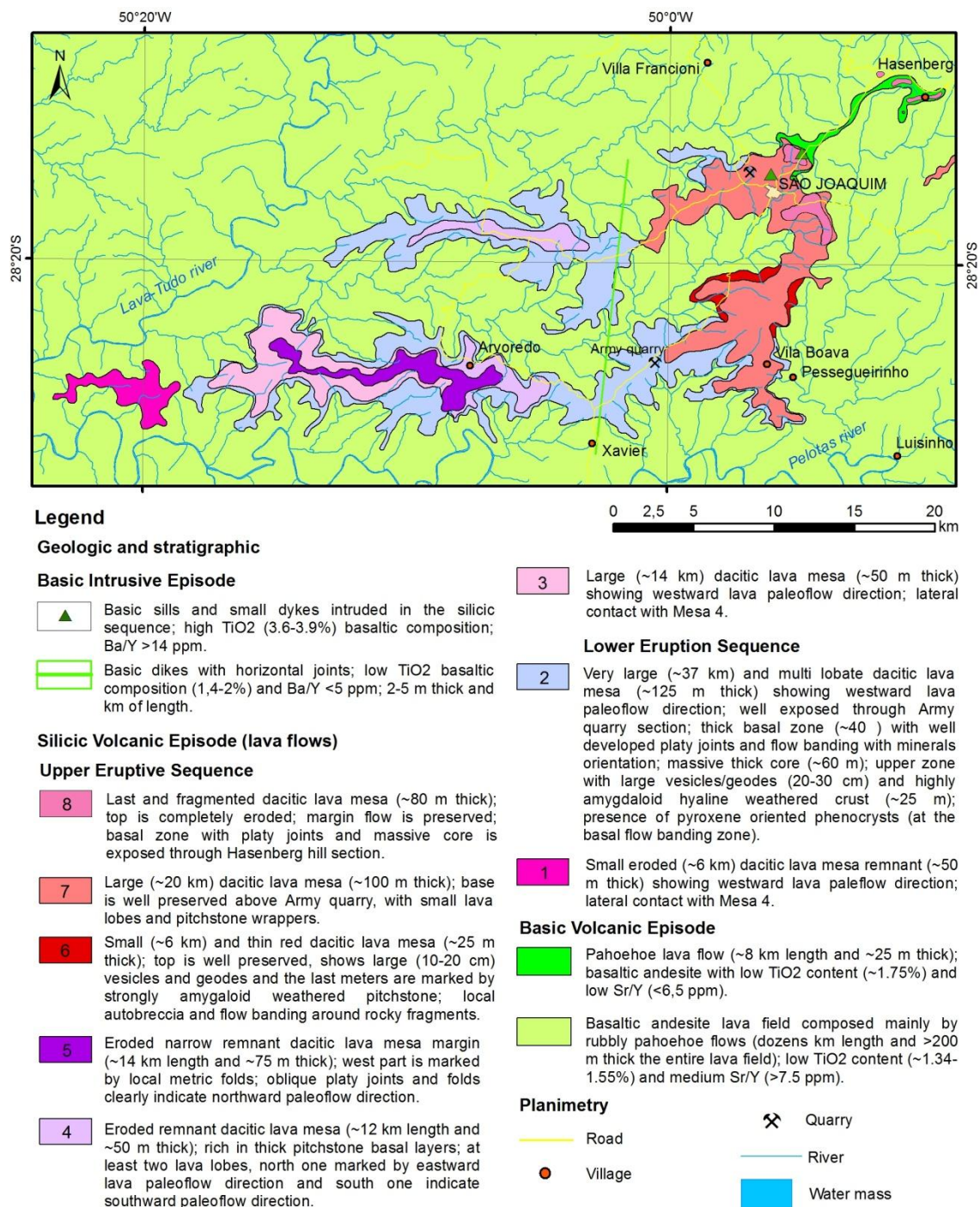


Figure 12: Geological map of São Joaquim eruptive sequence, presenting the silicic volcanic mesas and some basic volcanism features, as dikes and sills.

5. DISCUSSIONS AND CONCLUSIONS

The São Joaquim Plateau is formed by at least eight volcanic units or mesas of dacitic composition, some of them overlaid and others with lateral contacts. The internal architecture and geometry of these units are similar. Basal zone is formed by (1) pitchstones with oblate amygdales that would have insulated the lava above them; (2) platy jointed or flow banded hypohyaline to hypocrySTALLITE dacites. The expansion direction's of lavas is inferred from the attitudes of joints, which deflect toward flow's top in the units' margins. Flow's core is formed by massive hypocrySTALLINE dacites that are devitrified. While advancing to unit's top, first sparse amygdales indicate gas flow escape and then large vesicles and geodes appear in large quantities. The upper zone of the unit is sealed by highly amygdaloidal pitchstone layers and locally autoclastic breccias. The margins of the units also record these features and sealant layers of massive pitchstones are still seen enveloping the narrow, lobed ends of the volcanic flows in the form of lava small lobes.

The dacitic lavas moved through abnormally long distances (> 10 km) despite their composition (66-70% SiO₂), being an exception in this type of volcanism. The origin of these volcanic mesas is attributed to the emplacement of lavas with low content of volatiles, of high temperature ($\cong 1,000-1,100^{\circ}\text{C}$) with lower viscosities than those presented by classic silicic lavas. The extension of the PSJ lavas is attributed to the large volume of erupted magma, to the moderate to rapid effusive rate and to the high heat insulation capacity of these lavas. The pitchstone layers at the base and top of the mesas acted as insulators while the lava continued to flow through the center, thus prolonging the time and distance to be traveled by the lava.

The lavas were probably emplaced from very extensive fissures, of the order of tens of kilometers of length, organized in bundles that could extend by hundreds of kilometers to Etendeka plateau. The eruptions occurred by fire-fountain or by continuous effusion of lavas from vents plotted over these fissures. This scenario created volcanic mesas superimposed and interdigitated. The absence or rarity of volcanic conduits feeding this fissural silicic volcanism is explained by the resumption of the basic volcanism, which would have taken advantage of the feeder structures to load new lava flows on the surface above the silicic succession, nowadays eroded.

The following characteristics revealed evidence of effusive origin in a complex lava field to the silicic units of São Joaquim Plateau (SJP): (1) geometry of the units in the form of thick volcanic mesas (100-140 m), extensive ($\cong 2$ to 40 km) and tabular with lobed margins and small lava lobes enveloped by layers of volcanic glass; (2) aspect ratios compatible with high temperature dacitic lavas of the order of 250-300, similar to other volcanic fields such as Snake River Plain (Branney et al. 2008); (3) an irregular basal contact formed by a volcanic glass layer

with oblate amygdales and devoid of pyroclastic features; (4) highly amygdaloidal units' upper zones; (4) autobreccias of restricted occurrence, which can be explained by the autodigestion of the breccias during the lavas advance; (6) amygdales flow involving brecciated fragments; (7) presence of not oriented crystallites, minerals with skeletal habits and hollow crystals reflect rapid crystallization or low diffusion rates, unable to allow complete crystallization of most minerals. These features reflect crystallization from a liquid and therefore are only found in lavas (Henry & Wolff 1992); (8) local presence of highly vesiculated fragments generated in the distal parts of the lavas when they were already more viscous and (9) absence of welded (strongly or weakly) ignimbrites, tuffs layers or any pyroclastic features.

The correlation of the isolated silicic plateaus allows the reassemble of a volcanic field with at least 8,000 km² and 1,200 km³ of Palmas Type silicic rocks, which was formerly conjugated to the volcanic formations of the Etaka Subgroup, upper southern Etendeka Group. The set of structures, textures and features found in the São Joaquim Plateau and surroundings areas corroborates the hypothesis of a genesis from high temperature lavas flows. Large volcanic mesas, with inner tabular portions and lobed margins, built up by voluminous and continuous eruptions formed the volcanic scenery of of São Joaquim region and possibly of the entire upper stratigraphic level of Torres Trough in the southern plateau of Santa Catarina during the Cretaceous volcanism of Paraná-Etendeka Igneous Province.

6. BIBLIOGRAPHY

- Bellieni G., Comin-Chiaromonti P., Marques L. S., Melfi A. J., Nardy A. J. R., Papatrechas C., Piccirillo E. M., Roisenberg A. 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, **27**:915-944.
- Bellieni G., Comin-Chiaromonti P., Marques L.S., Melfi A.J., Piccirillo E.M., Nardy A.J.R., Roisenberg A. 1984. High- and low-Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *N. Jb. Miner. Abh.*, **150**: 273-306.
- Besser M. L. 2017. *Sequência Vulcânica Ácida da Região de São Joaquim-SC: Reoignimbritos ou Lavas?* PhD Thesis, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 185 p.
- Besser M. L., Vasconcellos E. M. G., Nardy A. J. R. 2015. Platô de São Joaquim, Província Magmática do Paraná: Feições de Campo e Questões Genéticas. *Boletim Paranaense de Geociências*, **72**(1): 13-28.
- Bonnichsen B., Kauffman D.F. 1982. Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho. *Geological Society America, Special Paper* **212**: 119–145.
- Branney M. J., Bonnichsen B., Andrews G. D. M., Ellis B., Barry T. L., McCurry M. 2008. ‘Snake River (SR)-type’ volcanism at the Yellowstone hotspot track: distinctive products from unusual, high-temperature silicic super-eruptions. *Bulletin of Volcanology*, **70**:293-314.
- Bryan S. E., Peate I. U., Self S., Jerram D. A., Mawby M. R., Marsh J. S. (Goonie), Miller, J. A. 2010. The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth-Science Reviews*, **102**:207-229.
- Bryan S. E., Riley T. R., Jerram D. A., Stephens C. J., Leat P. T. 2002. Silicic volcanism: An undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. *Geological Society of America, Special Paper* **362**:99-120.
- Chmyz L. 2013. *Aspectos vulcanogênicos das rochas ácidas do Tipo Palmas da Província Magmática do Paraná aflorantes no sudoeste paranaense*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 130 p.
- Comin-Chiaromonti P., Bellieni G., Piccirillo E.M., Melfi A.J. 1988. Classification and petrography of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin (Brasil). In: Piccirillo E.M., Melfi A.J. (eds) *The mesozoic flood volcanism of the Parana Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 600 p.
- Ellis B. S., Wolff J. A., Borroughs S., Mark D. F., Starkel W. A., Bonnichsen B. 2013. Rhyolitic volcanism of the central Snake River Plain: a review. *Bulletin of Volcanology*, **75**(745): 3-19.
- Erlank A.J., Marsh J.S., Cuncan A.R., Miller R.McG., Hawkesworth C.J., Betton P.J., Rex D.C. 1984. Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWA/Namibia. In: Erlank, A.J. (Ed.), *Geological Society of South Africa Special Publication*, **13**: 195-245.
- Ernest R. E. 2014. *Large Igneous Provinces*. U. Kingdom, Cambridge University Press, 653 p.

Garland F., Hawkesworth J., Mantovani M. S. M. 1995. Description and Petrogenesis of the Paraná Rhyolites, Southern Brazil. *Journal of Petrology*, **38** (5): 1193-1227.

Gordon Jr. M. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Notas Preliminares e Estudos, DNPM/Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, **38a**:1-20p.

Green J. C., Fitz III T. J. 1993. Extensive felsic lavas and rheoignimbrites in the Keweenaw Midcontinent Rift plateau volcanic, Minnesota: petrographic and field recognition. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **54**: 177-196.

Henry C. D., Price J. G., Rubin J. N., Laubach, S. E. 1990. Case study of an extensive silicic lava: the Bracks Rhyolite, Trans-Pecos, Texas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **43**:113-132.

Henry C. D., Wolff J. A. 1992. Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. *Bulletin of Volcanology*, **54**:171-189.

Jerram D. , Mountney N., Holzförster F., Stollhofen H. 1999. Internal stratigraphic relationships in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. *Journal of Geodynamics*, **28**: 393-418.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Blackwell Scientific Publications*, Oxford.

Lima E. F. de, Phillipp R. P., Rizzon G. C., Waichel B. L., Rossetti L. de. M. 2012. Sucessões vulcânicas, modelo de alimentação e geração de domos de lava ácidos da Formação Serra Geral na região de São Marcos-Antônio Prado (RS). *Geologia (USP)*: **12** (2):49-64.

Licht, O. A. B. 2016. A revised chemo-chrono-stratigraphic 4-D model for the extrusive rocks of the Paraná Igneous Province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (article in press), 23 p.

Luchetti, A. C. F. 2015. *Vulcanologia e Petrologia das Rochas Vulcânicas Ácidas da Província Magmática do Paraná*. PhD Thesis, Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", São Paulo, 128 p.

Mahoney J. J., Coffin M. F. (eds). 1997. *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100. American Geophysical Union, Washington, 438 p.

Manley, C. R. 1996a. Physical volcanology of a voluminous rhyolite lava flow: the Badlands Lava, Owyhee Plateau, SW Idaho. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **71**: 129–153.

Marsh J.S., Ewart A., Milner S. C., Duncan, A. R., Miller S. C. 2001. The Etendeka Igneous Province: magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. *Bulletin of Volcanology*, **62**:464-486.

- McPhie J., Dellapasqua F., Allen S. R., Lackie M. A. 2008. Extreme effusive eruptions: Palaeoflow data on an extensive felsic lava in the Mesoproterozoic Gawler Range Volcanics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **172**: 148-161.
- Melfi A. J., Piccirillo E. M., Nardy A. J. R. 1988. Geological and magmatic aspects of the Parana Basin: an introduction. In: Piccirillo E. M. & Melfi, A. J. (eds.). *The Mesozoic Flood Volcanism of the Parana Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. USP, São Paulo, 1-14p.
- Miller R. MCG. 2008. *The Geology of Namibia, Volume 3: Palaeozoic to Cenozoic*. Windhoek, Ministry of Mines and Energy, Geological Survey, 57 p.
- Milner S. C., Duncan A. R., Whittingham A. M., Ewart A. 1995. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Parará-Etendeka igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **69**:137-157.
- Milner S.C., Duncan A.R., Ewart A. 1992. Quartz latite rheoignimbrite flows of the Etendeka Formation, north-western Namibia. *Bulletin of Volcanology*, **54**:200-219.
- Nardy A. J. R., Machado F. B., Oliveira M. A. F. de. 2008. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(1):178-195.
- Pankhurst R.J., LEAT P.T., SRUOGA P., RAPELA C. W., MÁRQUEZ M., STOREY B. C., RILEY T. R. 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **81**: 113–136.
- Peate D. W., Hawkesworth C. J., Mantonavi M. S., Rogers N. W., Turner S. P. 1999. Petrogenesis and Stratigraphy of the High-Ti/Y Urubici Magma Type in the Paraná Flood Basalt Province and Implications for the Nature of 'Dupal'-Type Mantle in the South Atlantic Region. *Journal of Petrology*, **40**(3):451-473.
- Piccirillo E. M., Melfi A. J. 1988. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin – petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, USP, 600 p.
- Polo L. A., Janasi V. de A. 2014. Volcanic stratigraphy of intermediate to acidic rocks in southern Paraná Magmatic Province, Brazil. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, **14** (2): 83-100.
- Riccomini C., Sant'Anna L. G., Fambrini G. L. 2016. Early Cretaceous Jacuí Group, a newly discovered volcanoclastic-epiclastic accumulation at the top of the Paraná Basin, southern Brazil. *Cretaceous Research*, **59**: 111-128.
- Roisenberg, A. 1989. *Petrologia e geoquímica do vulcanismo ácido mesozoico da Província Meridional da Bacia do Paraná*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 285 p.
- Rossetti L. M., Lima E. F., Waichel B. L., Scherer C. M., Barreto C. 2014. Stratigraphical framework of basaltic lavas in Torres Syncline main valley, southern Parana-Etendeka Volcanic Province. *Journal of South American Earth Sciences*, **56**: 409-421.
- Simões M. S., Rossetti L. de M., Lima E. F. de, Ribeiro, B. P. 2014. The role of viscosity in the emplacement of high-temperature acidic flows of Serra Geral Formation in Torres Syncline (Rio Grande do Sul State, Brazil). *Brazilian Journal of Geology*, **44** (4): 669-679.

Umann L. V., Lima E. F., Sommer C. A., Liz, D. 2001. Vulcanismo ácido da região de Cambará do Sul, RS: Litoquímica e discussão sobre a origem dos depósitos. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(3):357-364.

Waichel B. L., Jerram D. A. 2015. 3D Model of the Torres Syncline in the Paraná-Etendeka Province, South Atlantic Margin. In: AGU Fall Meeting. San Francisco, Abstract T33F-2999.

Waichel B. L., Lima E. F., Viana A., Scherer C. M., Bueno G. V., Dutra G. 2012. Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná-Etendeka Continental Flood Basalt Province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **216**:74-82.

Walker G. P. L., Huntingdon A. T., Sanders A. T., Dinsdale J. L. 1973. Lengths of Lava Flows (and Discussion). *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, Mount Etna and the 1971 Eruption*, **274** (1238): 107-118.

White J.D.L., Bryan S.E., Ross P.-S., Self S., Thordarson T. 2009. Physical volcanology of continental large igneous provinces: update and review. In Thordarson T., Self S., Larsen G., Rowland S.K., Hoskuldsson A. (eds.). *Studies in Volcanology: The Legacy of George Walker*. London: *Geological Society, Special Publication of IAVCEI*, **2**: 291–321.

White I.C. 1908. Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. DNPM, Rio de Janeiro (1988). Parte I:1-300, Parte II:301-617.

Whittingham A. M. 1989. Geological features and geochemistry of the acidic units of the Serra Geral Formation, South Brazil. In: IAVCEI abstracts. Santa Fé, Abstracts, p. 293.

Wolff J.A., Wright J.V. 1981. Rheomorphism of welded tuffs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **10**:13-34.



Submission Confirmation

[Print](#)

Thank you for your submission

Submitted to

Brazilian Journal of Geology

Manuscript ID

BJGEO-2017-0087

Title

Flows' morphology and stratigraphy of Serra Geral silicic eruptive sequence in the north hinge of Torres Trough of Paraná-Etendeka Igneous Province, Southern Brazil

Authors

Besser, Marcell

Gouvea Vasconcellos, Eleonora Maria

Nardy, Antônio José

Date Submitted

07-Jul-2017

[Author Dashboard](#)

